

Jean-François Beaux
Jean-François Fogelgesang
Philippe Agard
Valérie Boutin

ATLAS de GÉOLOGIE PÉTROLOGIE

FB: SVTU S1 / STU S3 FSSM

DUNOD

Sauf indication contraire, toutes les photos, illustrations et figures sont la propriété des auteurs.

Les données des tableaux des pages 30 à 44 sont des analyses adaptées de J. Lameyre, *Roches et minéraux*, Doin éditions, 1975 et M. G. Best et E. H. Christiansen, *Igneous Petrology*, Blackwell Science, 2001.

Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage. Le Code de la propriété intellectuelle du 1^{er} juillet 1992 interdit en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique s'est généralisée dans les établissements	d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée. Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du Centre français d'exploitation du droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).
--	--



© Dunod, Paris, 2011
ISBN 978-2-10-056935-9

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2° et 3° a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

Table des matières

Préface	5
Minéraux	
Fiche 1	Le quartz 6
Fiche 2	Les feldspaths 8
Fiche 3	Les micas : biotite et muscovite 10
Fiche 4	Les amphiboles 12
Fiche 5	Les pyroxènes 14
Fiche 6	Les olivines 16
Fiche 7	Les silicates d'alumine (I) : L'andalousite et la sillimanite 18
Fiche 8	Les silicates d'alumine (II) : Le disthène et la staurotide 20
Fiche 9	Les grenats et la chlorite 22
Fiche 10	La calcite et les épidotes 24
Roches mantelliques et magmatiques	
Fiche 11	Classification des roches magmatiques et mantelliques (I) 26
Fiche 12	Classification des roches magmatiques et mantelliques (II) 28
Fiche 13	Les basaltes tholéitiques et alcalins 30
Fiche 14	Les gabbros 32
Fiche 15	Les andésites 34
Fiche 16	Les granodiorites 36
Fiche 17	Les trachytes 38
Fiche 18	Les rhyolites 40
Fiche 19	Les granites 42
Fiche 20	Les péridotites 44
Fiche 21	Les enclaves dans les roches magmatiques 46
Fiche 22	Les contacts entre roches magmatiques et encaissant et entre roches magmatiques 48
Fiche 23	Roches plutoniques et ordre de cristallisation 50
Fiche 24	Plagioclases zonés et cristallisation 52
Roches sédimentaires	
Fiche 25	Classification des roches sédimentaires (I) 54
Fiche 26	Classification des roches sédimentaires (II) 56
Fiche 27	Les conglomérats : brèches et poudingues 58
Fiche 28	Les grès 60
Fiche 29	Les marnes et les argilites 62
Fiche 30	Les calcaires coralliens ; les calcaires à stromatolithes 64
Fiche 31	Les calcaires coquilliers 66
Fiche 32	Les calcaires oolithiques ; les calcaires à Nummulites 68
Fiche 33	Les calcaires pélagiques (calcaires planctoniques) 70
Fiche 34	Les évaporites 72
Fiche 35	Les figures sédimentaires (I) : Stratification et litages 74
Fiche 36	Les figures sédimentaires (II) : Rides symétriques et asymétriques 77
Fiche 37	Les figures sédimentaires (III) 78

Roches et déformations

Fiche 38	Analyse de la déformation : généralités	80
Fiche 39	L'analyse de déformations cassantes	82
Fiche 40	La déformation cassante : des marqueurs du mouvement	84
Fiche 41	Schistosités, linéations, plan XZ	86
Fiche 42	La déformation ductile et les structures associées au cisaillement	88
Fiche 43	Le sens de cisaillement et les structures C/S	90

Roches métamorphiques

Fiche 44	Les informations des roches métamorphiques	92
Fiche 45	Les schistes ardoisiers et sériciteux	94
Fiche 46	Les micaschistes	96
Fiche 47	Les gneiss : orthogneiss et paragneiss	98
Fiche 48	Les migmatites ou anatexites	100
Fiche 49	Les cornéennes et le métamorphisme de contact	102
Fiche 50	Les amphibolites	104
Fiche 51	Les schistes bleus	106
Fiche 52	Les éclogites	108
Fiche 53	Les transformations successives d'une metabasite ; le chemin (P,T,t)	110
Fiche 54	Les transformations successives d'une métapélite ; le chemin (P,T,t)	112
Fiche 55	Les transformations successives d'une quartzite à grenat et coésite : le chemin (P,T,t)	114

Cortège de roches et histoire

Fiche 56	Les complexes ophiolitiques	116
Fiche 57	Les séries magmatiques	118
Fiche 58	Les faciès sédimentaires et la reconstitution paléogéographique	120
Fiche 59	Les roches et les discordances	122
Fiche 60	Les figures sédimentaires au sein du flysch (I)	124
Fiche 61	Les figures sédimentaires au sein du flysch (II)	126
Fiche 62	La détermination d'un gradient métamorphique (I) : Exemple des métapélites	128
Fiche 63	La détermination d'un gradient métamorphique (II) : Exemple des metabasites alpines	130

Méthodes d'étude

Fiche 64	L'analyse d'une roche à l'échelle macroscopique	132
Fiche 65	Le microscope polarisant et l'analyse des lames minces	134
Fiche 66	La confection d'une lame mince de roche	136
	Clé de détermination (I) du type de roche à partir d'un examen macroscopique	138
	Clé de détermination (II) des roches mantelliques et magmatiques à partir d'un examen macroscopique	139
	Clé de détermination (III) des roches sédimentaires à partir d'un examen macroscopique	140
	Clé de détermination (IV) des roches métamorphiques à partir d'un examen macroscopique	141
	Index	142

Préface

Cet Atlas de Pétrographie s'adresse en premier lieu à tous les étudiants engagés en cursus de licence à l'Université ou dans les classes préparatoires aux grandes écoles biologiques et géologiques (classes BCPST et TB). Construit sous forme de **fiches en double page** et abondamment illustré, cet ouvrage offre une **vision synthétique** sur un ensemble de **minéraux** et de **roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires**, fréquemment rencontrés et dont la reconnaissance fait l'objet des programmes des classes préparatoires. Des **clés de détermination** placées en fin d'ouvrage en facilitent la diagnose.

En relation avec les programmes, d'autres aspects pétrologiques sont également abordés, visant à intégrer les observations effectuées dans la reconstitution de l'**histoire** des roches et dans la compréhension des phénomènes géologiques qui les ont affectées. Ainsi sont analysées les principales **figures de déformations** observées à l'échelle de l'échantillon. Des **cortèges de roches**, série ophiolitique, série magmatique ou ensembles métamorphiques régionaux, sont également présentés pour en discuter la signification. Des fiches **méthodologiques** permettent le rappel de quelques outils et techniques simples d'observation et d'analyse.

Chaque fiche associe une page de photographies, éventuellement accompagnées de schémas, à une page de texte explicatif et comprend selon les cas :

- **Des photographies d'échantillons macroscopiques** : les exemples retenus, loin d'être exhaustifs, sont volontairement classiques de manière à permettre à l'étudiant de retrouver ceux étudiés en séances de travaux pratiques et à en garantir une révision aisée.
- **Des photographies de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA)** qui complètent l'analyse macroscopique et permettent de préciser ou de confirmer la nature de certaines phases minérales. Ne sont fournies ici que quelques bases de l'analyse au microscope polarisant de manière à guider l'étudiant dans l'examen autonome de lames minces. Un soin particulier a été porté aux légendes et aux annotations des photographies de façon à souligner en quelques mots les caractères essentiels d'identification et permettre la compréhension de la page de photographies, indépendamment du texte.
- **Un texte explicatif** : celui-ci comporte en général deux parties. La première est une diagnose raisonnée montrant comment accéder à l'identification de la nature du minéral ou de la roche. La seconde fournit des enseignements complémentaires, pour donner du sens aux observations réalisées et développer la réflexion et l'application des connaissances : ces enseignements concernent selon les cas la composition chimique des roches, alors mise en relation avec la composition minéralogique, les modes de gisements des matériaux observés ou encore leur origine. Quelques analyses géochimiques ou le rappel de schémas classiques (diagramme des faciès métamorphiques, localisation des environnements sédimentaires, position des séries magmatiques...) permettent d'asseoir la solidité des démarches.

Cette approche, fruit de l'expérience des auteurs, répond ainsi à un triple souci, pour une meilleure acquisition des compétences en géologie et pour répondre aux attentes de tout examinateur : (1) développer le sens de l'observation et exprimer les observations à l'aide d'un vocabulaire approprié, (2) élaborer une synthèse raisonnée destinée à identifier le minéral ou la roche, (3) tirer parti des observations sur le plan de la genèse, de l'histoire d'une roche, et faire le lien avec les informations pertinentes relevant des cours de géologie.

C'est donc à l'acquisition de ces connaissances et de ces compétences que nous vous convions maintenant, dans le cadre du cycle Licence mais aussi au-delà, pour tous ceux qui sont tentés par les concours de recrutement ou de promotion de professeurs (Agrégations et CAPES externes et internes), ou simplement désireux de mieux comprendre le monde minéral.

Quartz améthyste en géode



Cristaux automorphes de quartz (géode)



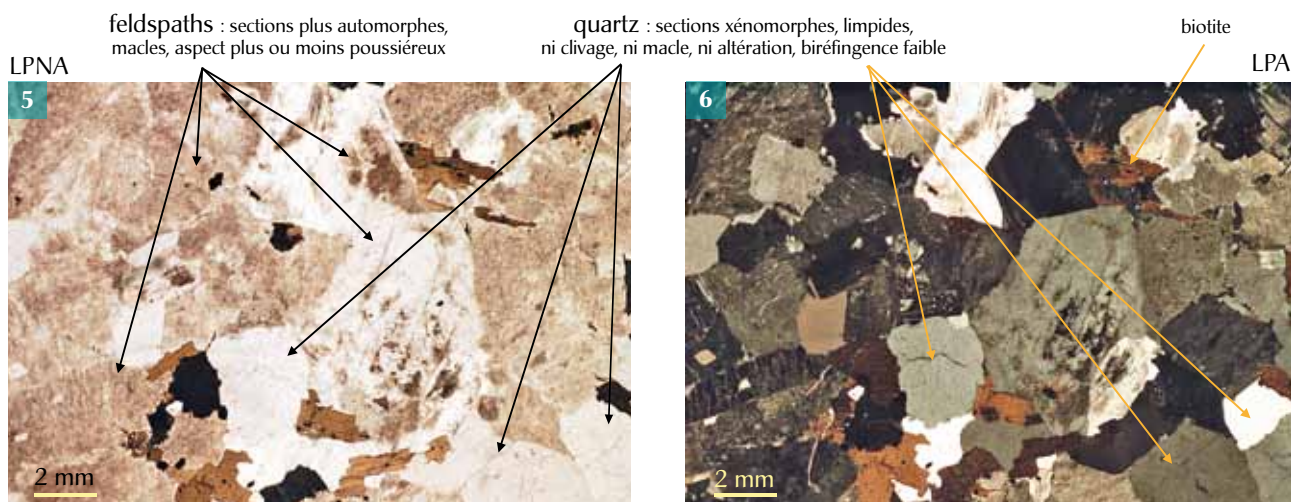
Veines de quartz dans une formation schisteuse



Quartz dans un granite



Quartz et feldspaths dans un granite



Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Le quartz a pour formule chimique SiO_2 . Il peut s'observer aisément en masse lorsqu'il forme des **géodes** (photo 1) dans certaines roches, avec des cristaux bien développés (photo 2). Le cristal de roche ou quartz hyalin correspond à des cristaux incolores (photo 2). Mais de nombreuses variétés sont colorées du fait d'impuretés, à l'exemple du quartz violet ou **améthyste** (traces de Mn et de Fe^{3+}) (photo 1). Le quartz peut également constituer des **veines** au sein de formations variées (photo 3).

Dans les roches, le quartz forme généralement des cristaux de petite taille. Ceux-ci sont incolores à grisâtres, limpides, avec un aspect de **gros sel** (photo 4). L'éclat est gras, vitreux, et la cassure conchoïdale. Sa dureté est de 7 : il raie l'acier et le verre. Le quartz est un minéral très peu altérable.

Caractères microscopiques

- **En LPNA** (photo 5), le **quartz** apparaît sous forme de **plages très limpides**, ne présentant ni macles, ni clivages, ni traces d'altération. Son relief est faible ce qui rend ces plages quasiment invisibles en lame mince. Les **cristaux** sont le plus souvent **xénomorphes**, en sections de petite taille sans forme définie. Certaines roches comme les rhyolites peuvent cependant montrer des cristaux presque automorphes.
- **En LPA** (photo 6), le quartz a une **biréfringence faible**, avec des teintes de polarisation dans les blancs ou les gris. Certains cristaux peuvent montrer une extinction roulante qui atteste de déformations.

Enseignements complémentaires

Particularités

- **Distinction quartz/feldspaths** : Dans de nombreuses roches, le quartz coexiste avec des **feldspaths**. Tous ces minéraux ont en commun d'être incolores en LPNA, d'avoir un relief faible à nul et de polariser dans des teintes blanches à grises (photos 5 et 6). Toutefois :
 - en masse, le quartz ressemble à du gros sel, les feldspaths étant souvent blancs ou roses (photo 4) ;
 - le quartz est le plus fréquemment xénomorphe alors que les feldspaths sont souvent en cristaux automorphes ; les sections limpides du quartz se distinguent des sections de feldspaths alcalins fréquemment poussiéreuses du fait de leur altérabilité ; les feldspaths présentent des macles et des clivages, ce que ne possède pas le quartz.
- **Signification des compositions chimiques** : Les roches magmatiques sont essentiellement constituées de minéraux silicatés et le principal oxyde donné dans l'analyse est toujours SiO_2 . Il faut bien comprendre que cette silice obtenue dans l'analyse est la somme de la silice de l'ensemble des minéraux silicatés. Le quartz correspond alors à la seule **silice libre, non combinée**. Il ne sera présent que lorsque la quantité de silice totale excède la quantité qui peut se combiner avec tous les autres éléments. C'est la signification du terme « **saturé** » en silice. Une roche magmatique n'exprime du quartz que lorsque son pourcentage de silice dépasse une certaine valeur, de l'ordre de 50 à 55 % de SiO_2 à l'analyse.

Gisements

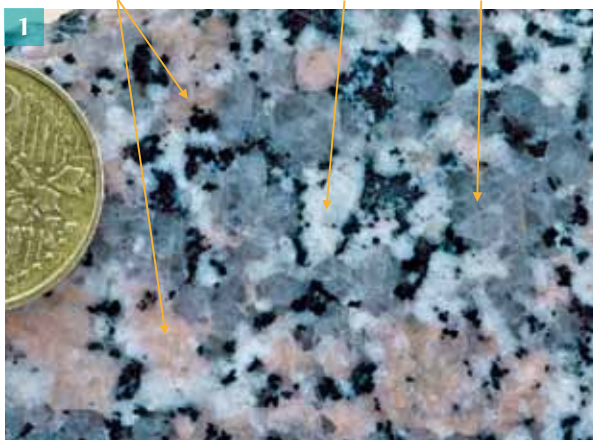
Le quartz est un minéral très fréquent dans les **roches magmatiques, métamorphiques ou sédimentaires**. Il caractérise les roches magmatiques saturées en silice (granites, rhyolites...). Dans les roches métamorphiques, du fait de sa stabilité sur un large domaine de pression et de température, il peut constituer des minéraux initiaux ou résulter de recristallisations à partir de silice libérée par d'autres réactions. Peu altérable, il est aussi abondant dans les roches sédimentaires détritiques (grès siliceux).

Feldspaths dans des granites

feldspaths potassiques

plagioclase

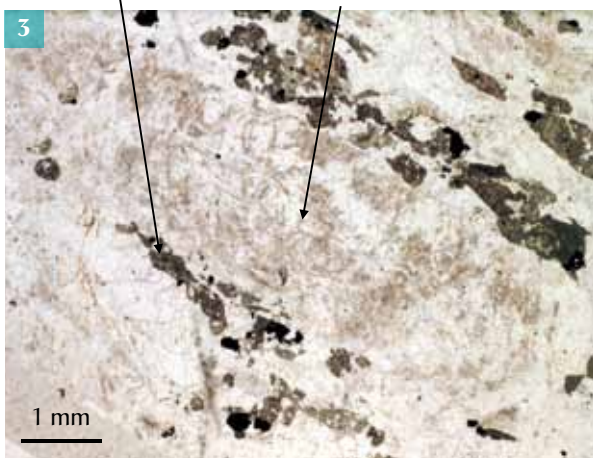
quartz



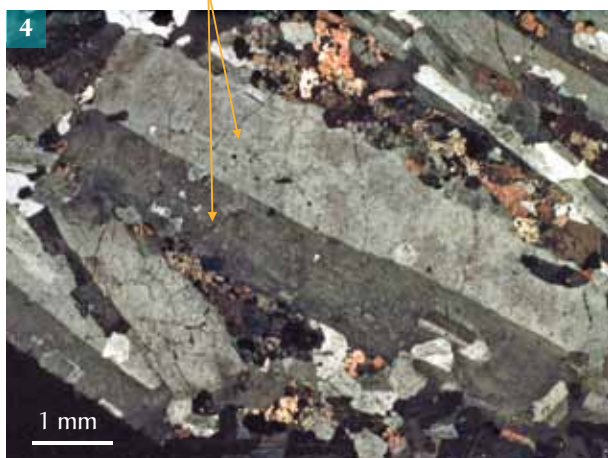
orthose avec made de Carlsbad (deux cristaux)



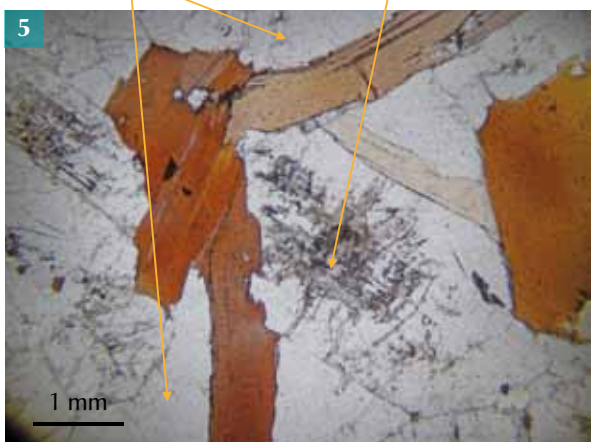
Feldspaths potassiques

LPNA
amphibole
feldspaths : sections incolores
à aspect poussiéreuxfeldspath potassique :
made de Carlsbad (deux cristaux)

LPA



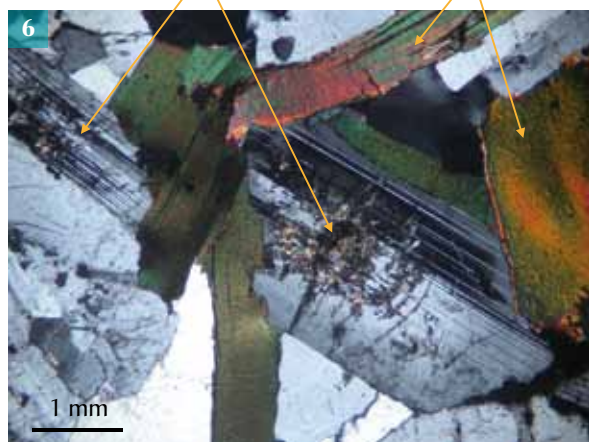
Plagioclases

quartz :
sections incolores, limpides,
souvent xénomorphes
LPNA
feldspath : section incolore
à aspect poussiéreux

plagioclases : macles polysynthétiques

biotite

LPA



Caractères généraux

Les feldspaths correspondent à un ensemble de minéraux formant deux séries entre trois pôles majeurs qui sont : KAlSi_3O_8 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ et $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Ces trois pôles sont respectivement représentés par l'**orthose** ou la **sanidine** (feldspath potassique des roches volcaniques), l'**albite** et l'**anorthite**. La série entre les pôles potassique et sodique définit les **feldspaths alcalins**, la série entre les pôles sodique et calcique, les **plagioclases**. Toutes les compositions existent entre albite et anorthite, les plagioclases constituant un bon exemple de système binaire à solution solide. On peut ainsi définir un plagioclase par sa teneur en constituant anorthitique, notée **An** : An0 désigne l'albite, An100, l'anorthite. An > 50 qualifie un plagioclase plus proche de la composition de l'anorthite que de celle de l'albite.

Caractères macroscopiques

Les feldspaths sont des **minéraux clairs** (photo 1). Ils apparaissent fréquemment en cristaux automorphes **de couleur blanche**. Les feldspaths alcalins de type orthose peuvent être **roses** alors que les plagioclases prennent parfois des teintes verdâtres lorsqu'ils sont altérés. L'éclat des feldspaths est plus ou moins vitreux et leur dureté est de 6 ; **ils rayent donc l'acier**. Ils montrent par ailleurs des plans de clivage reconnaissables par leur éclat.

Les feldspaths alcalins de type orthose ou sanidine (feldspath alcalin des roches volcaniques) sont souvent caractérisés par une **macle de Carlsbad**, repérée par l'éclat différent des deux cristaux associés (photo 2).

Caractères microscopiques

- **En LPNA** (photos 3 et 5), les feldspaths sont **incolors** et leur relief est **faible**. Ils présentent souvent un aspect **poussiéreux** ou moucheté qui traduit leur altérabilité.
- **En LPA** (photos 4 et 6), les feldspaths présentent toujours une **biréfringence faible** donnant des teintes ne dépassant pas les gris clairs à blancs. Les feldspaths alcalins de type orthose peuvent montrer des **macles de Carlsbad** associant deux cristaux (photo 4). Les plagioclases s'identifient à leurs **macles polysynthétiques** (photo 6), formées de cristaux répétés et à l'origine de l'aspect typique en rayures. Les **cristaux** de plagioclases sont parfois **zonés**.

Enseignements complémentaires

Particularités

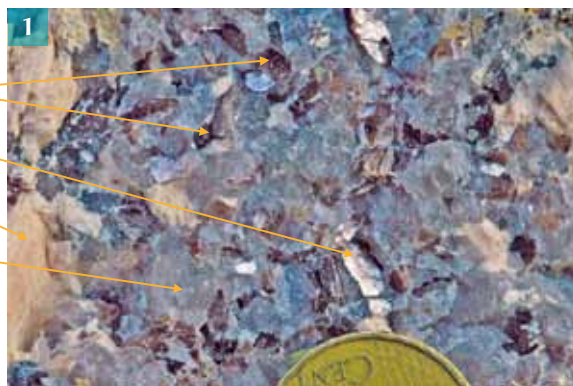
- **La position de l'albite** : les feldspaths alcalins sont les feldspaths renfermant les éléments alcalins sodium ou potassium. L'albite, pôle sodique, appartient ainsi à la série des feldspaths alcalins et à la série des plagioclases. Dès que la composition s'écarte du pôle sodique vers le pôle calcique, les feldspaths se rattachent exclusivement à la série des plagioclases.
- **Les perthites** : dans certains granites, il est possible que les cristaux d'orthose montrent en LPA des plages parallèles, repérables à leur relief légèrement différent. Toutes ces plages présentent une même teinte de polarisation, différente de celle du cristal-hôte, car elles sont constituées par l'albite et sont incluses dans l'orthose. Ces associations d'albite et de feldspath potassique sont des **perthites** (voir fiche 19, photo 5).

Gisements

Les feldspaths sont des minéraux présents dans presque toutes les roches magmatiques : les **plagioclases proches du pôle calcique** (anorthite) se rencontrent dans les roches basiques de type basalte ou gabbro. Les faciès plus différenciés (diorite, andésite...) renferment des plagioclases de composition intermédiaire entre pôles calcique et sodique. Les **feldspaths potassiques** (orthose et sanidine) sont abondants dans les granites ou dans les rhyolites où ils peuvent être accompagnés de plagioclases de type albite.

Biotite et muscovite dans un granite

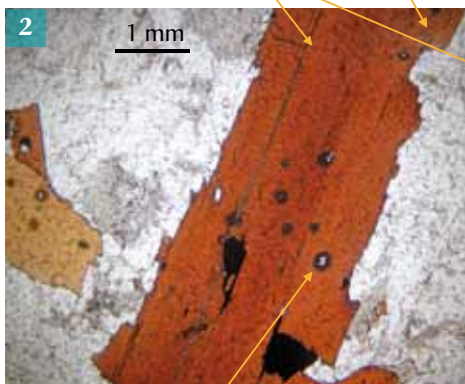
biotite
muscovite
feldspath alcalin
quartz

**Biotite dans un granite**

cristal automorphe pléochroïque

clivages

LPNA

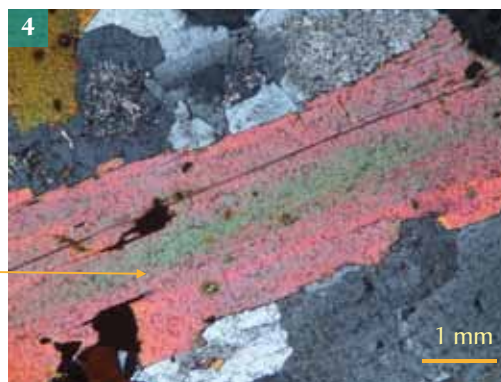


auréole noire autour d'un cristal de zircon

aspect moiré



LPNA

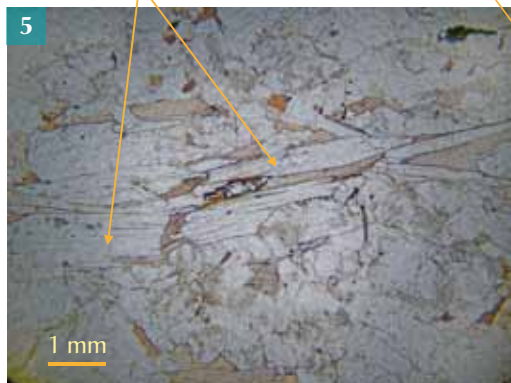


LPA

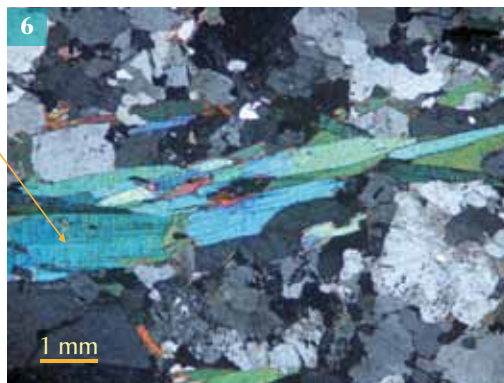
Muscovite dans un micaschiste

relief moyen
LPNA

teintes de polarisation vives,
souvent bleues



LPA



Caractères généraux

Les micas constituent une famille de minéraux silicatés formés de feuillets à 3 couches (2 tétraédriques et une octaédrique) unis par des cations dits « interfoliaires ». La nature des cations des couches octaédriques conduit à distinguer :

- des micas noirs ferromagnésiens, trioctaédriques (avec 3 cations Fe^{2+} ou Mg^{2+}), dont la biotite ;
- des micas blancs alumineux, dioctaédriques (avec 2 cations Al^{3+}), dont la muscovite.

L'une de leurs caractéristiques communes est de contenir des ions OH^- : ce sont des minéraux hydroxylés.

Caractères macroscopiques

Les micas ont un aspect nacré, un éclat brillant, souvent métallique. La **biotite** (photo 1) apparaît sous forme de paillettes d'un noir brillant alors que la muscovite (photo 1) constitue des cristaux transparents à reflets argentés. La **muscovite** peut se développer en cristaux de grande taille qui se débitent alors aisément en lamelles transparentes, résultant d'un clivage parfait entre les feuillets.

Caractères microscopiques

- **En LPNA** (photos 2 et 3), la biotite apparaît sous forme de cristaux allongés automorphes, de couleur brune et montrant un fort pléochroïsme dans les bruns sombres ou les bruns verdâtres. Le relief est moyen. Les cristaux bruns peuvent présenter des traces d'altération sous forme de plages d'un vert plus pâle et d'un relief moindre, correspondant au développement de chlorite. La muscovite (photo 5) est incolore ; elle forme des cristaux allongés automorphes de relief moyen qui ne présentent pas de traces d'altération. Les sections allongées de biotite (photos 2 et 3) et de muscovite portent généralement la trace d'un clivage net.
- **En LPA** (photo 4), la biréfringence de la biotite est élevée mais les teintes de polarisation sont plus ou moins masquées par la teinte propre du minéral. Les cristaux peuvent présenter des teintes légèrement chatoyantes, plus ou moins irisées (aspect moiré des cristaux, photo 4). L'altération en chlorite se traduit par une diminution de la biréfringence. La biréfringence de la muscovite est élevée (photo 6), avec des teintes vives, souvent dans les bleus, et un aspect moiré. L'extinction est droite, se produisant lorsque le clivage est contenu dans le plan de polarisation de la lumière.

Enseignements complémentaires

Particularités

Les inclusions de zircon (photo 2) : Les cristaux de biotite sont souvent riches en petites inclusions de zircon (silicate de zirconium). Ce minéral contient de l'uranium dont la désintégration radioactive est à l'origine d'auréoles noires (souvent appelées **halos pléochroïques**) affectant la biotite.

Gisements

La **biotite** est un minéral très commun des roches **magmatiques et métamorphiques**. Elle s'observe surtout dans les roches **magmatiques** différenciées (granites) et intermédiaires (granodiorites, trachytes). Elle est très abondante dans les roches **métamorphiques de type micaschistes ou gneiss**, roches se rattachant à la séquence argileuse (roche initiale : argilite) ou arénacée (roche initiale : grès argileux).

Du fait de sa composition alumineuse, la **muscovite** est fréquente dans certains **granites** riches en aluminium. Elle peut y être le seul mica ou se trouver associée à la biotite. Elle accompagne celle-ci dans les **roches métamorphiques** issues d'argilites ou de grès argileux comme les micaschistes et les gneiss. Peu altérable, la muscovite peut aussi se rencontrer dans les **roches sédimentaires détritiques**.

Amphiboles dans une andésite

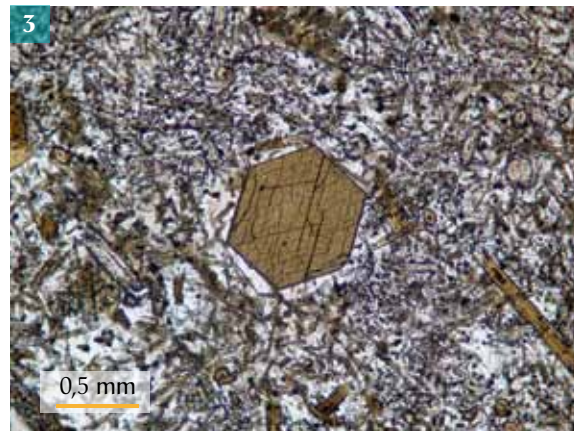


Amphiboles dans un schiste bleu

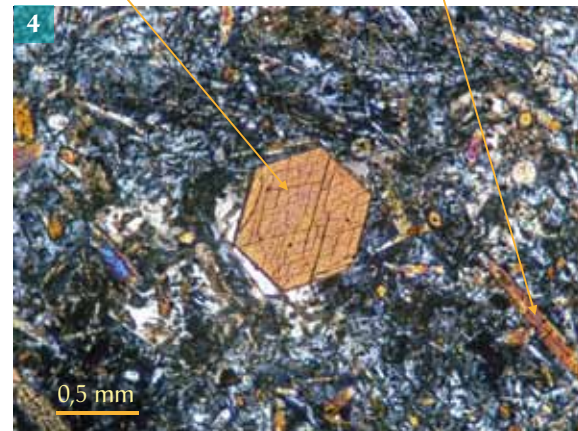


Amphiboles en sections basale et longitudinale dans une andésite

LPNA

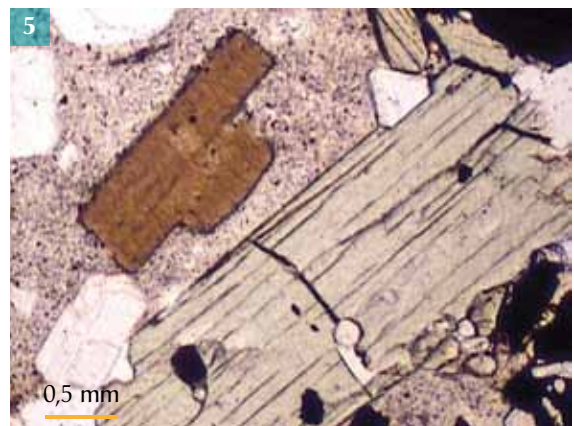
section basale d'amphibole :
2 clivages à 120°section longitudinale
d'amphibole

LPA

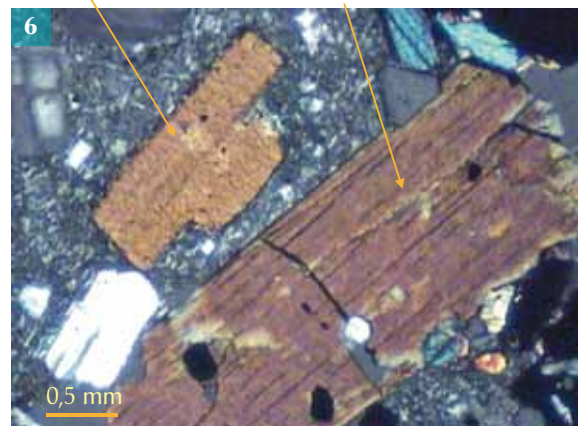


Biotite et amphibole dans une andésite

LPNA

biotite : section à
aspect moiré ; un clivageamphibole en section longitudinale :
un clivage ; pas d'aspect moiré

LPA



Caractères généraux

Les amphiboles constituent un groupe de minéraux sombres très variés. De nombreux cations sont en effet susceptibles d'entrer dans leurs réseaux cristallins. L'une de leurs caractéristiques communes est de contenir des ions OH^- : ce sont des minéraux **hydroxylés**. Il sera utile de distinguer principalement :

- le groupe des amphiboles calciques, comprenant notamment les hornblendes (vertes et brunes) et l'actinote. Outre le calcium, elles peuvent contenir du magnésium ou du fer.
- le groupe des amphiboles sodiques dont le représentant le plus courant est la glaucophane (et dans laquelle se trouve aussi du magnésium ou du fer).

Caractères macroscopiques

Ce sont des minéraux colorés. Ils sont généralement de **couleur noire à vert-noir** (photo 1). Les amphiboles alcalines sont de **couleur bleu-gris**. Selon les cas, les phénocristaux peuvent apparaître en tablettes plus ou moins allongées, en fibres ou en aiguilles (cristaux dits aciculaires) (photo 2). Les clivages sont peu distincts en général et la dureté est souvent inférieure à celle du fer (test à l'épingle).

Caractères microscopiques

- **En LPNA** (photos 3 et 5), les cristaux sont automorphes, développés en prismes ou en aiguilles, et de fort relief. Ils sont colorés avec un **pléochroïsme** très net et souvent caractéristique, de incolore à vert pour les **actinotes**, dans les teintes vertes pour les **hornblendes vertes**, dans les teintes brunes pour les **hornblendes brunes** (ou hornblendes basaltiques), de incolore à mauve ou bleu lavande pour la **glaucophane**. Les amphiboles présentent des clivages : les sections allongées, longitudinales, souvent les plus nombreuses, présentent un seul clivage (photos 3 et 5). Certaines sections, perpendiculaires aux sections allongées, montrent **deux clivages** faisant alors entre eux un angle très caractéristique de **120°** (photo 3).
- **En LPA** (photos 4 et 6), la biréfringence est moyenne, avec des teintes souvent moins vives que celles observées dans le cas des pyroxènes. Dans la plupart des amphiboles, l'extinction des sections allongées se produit pour une orientation du cristal oblique par rapport au clivage.

Enseignements complémentaires

Particularités

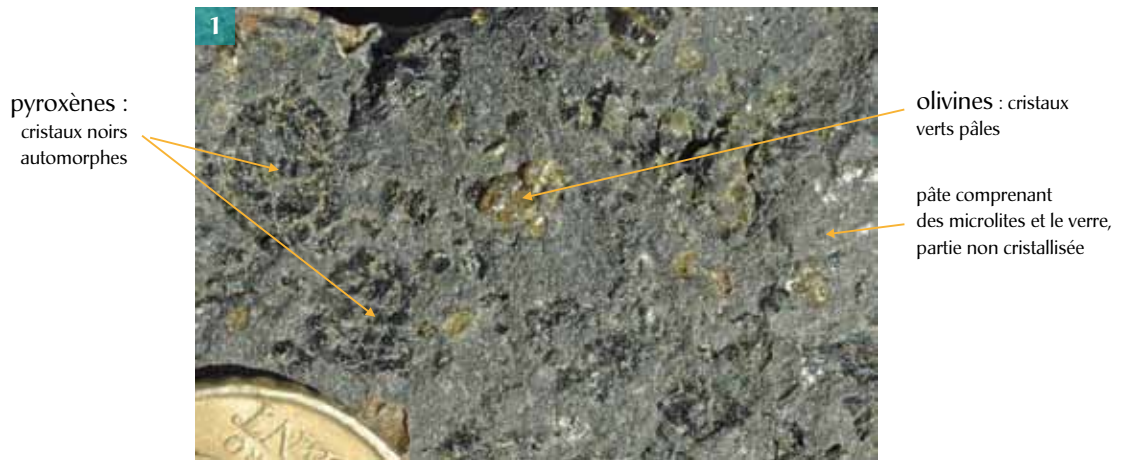
Distinction amphiboles/biotite (photos 5 et 6). Les sections d'amphiboles les plus identifiables sont les sections basales que l'on recherchera. Des sections allongées d'amphiboles brunes peuvent parfois se confondre en LPNA avec la biotite ; elles s'en distinguent en LPA par leurs teintes de polarisation non moirées par opposition à celles des biotites.

Gisements

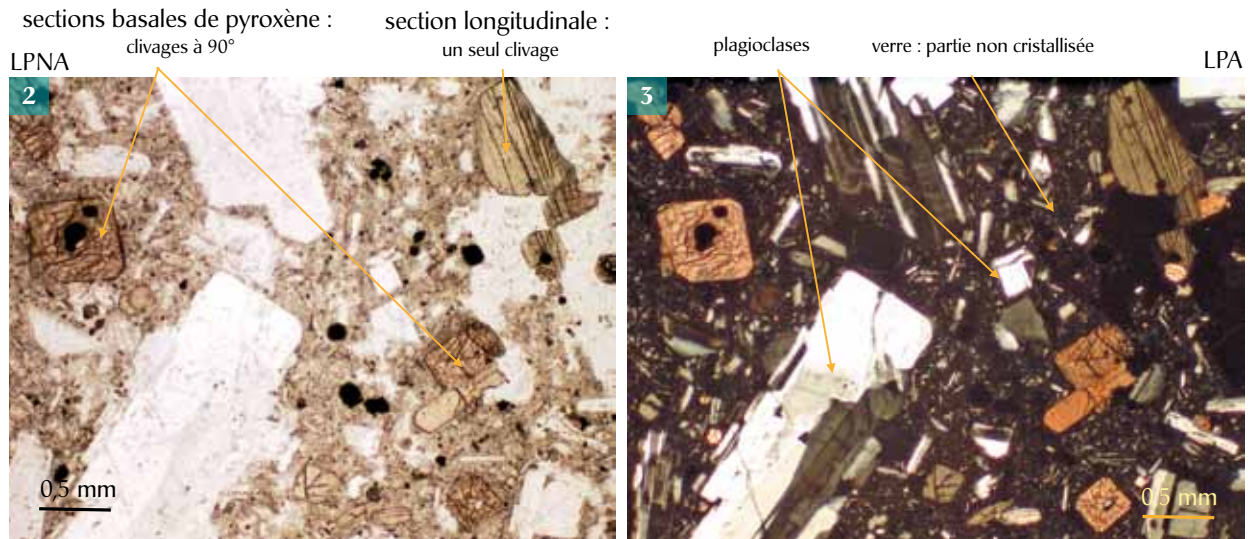
Les amphiboles sont communes dans les **roches magmatiques**. Parmi la diversité de leurs gisements, on retiendra les **hornblendes brunes**, fréquentes dans les basaltes et surtout les andésites, ou les **hornblendes vertes** observées dans les diorites ou certains granites. Du fait de leur **composition hydroxylée**, leur abondance atteste de magmas hydratés, à l'image de ceux produits dans les environnements de subduction.

Les amphiboles peuvent aussi résulter de transformations **métamorphiques** de significations très diverses : l'**actinote** peut ainsi se développer en couronnes réactionnelles autour de pyroxènes magmatiques soumis à une hydratation. La **glaucophane** se développe dans les roches basiques (basaltes et gabbros) soumis aux conditions de haute pression – basse température des environnements de subduction ; elle fonde la définition du faciès « schistes bleus ». La présence de hornblendes définit pour sa part le faciès « amphibolites » de moyenne pression – moyenne température.

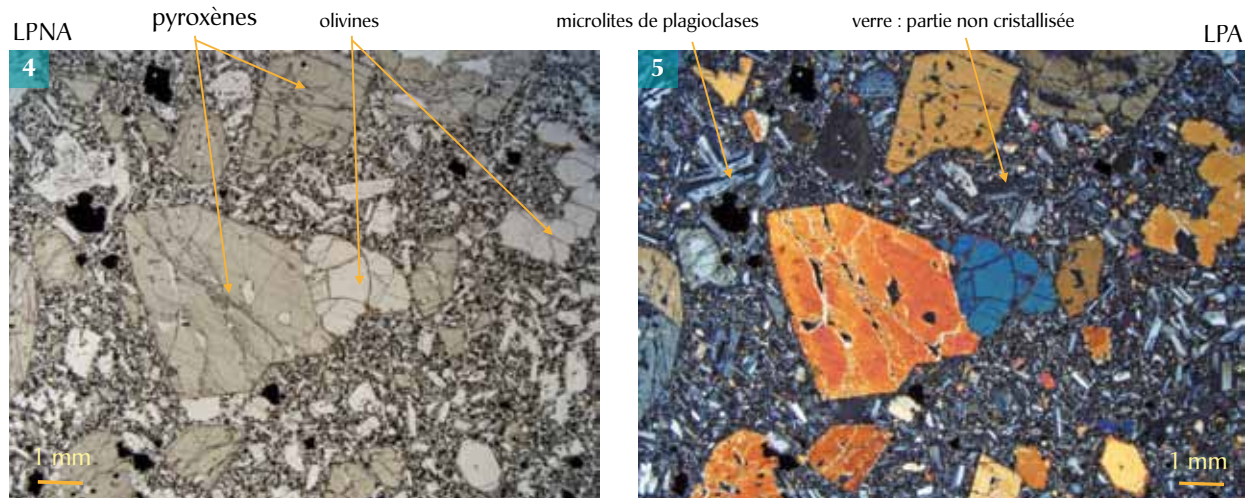
Pyroxènes et olivines dans un basalte



Pyroxènes dans une andésite



Pyroxènes dans un basalte



Caractères généraux

Les pyroxènes forment un ensemble varié de minéraux sombres. Leur système de cristallisation conduit à distinguer les **orthopyroxènes** et les **clinopyroxènes**.

Les **orthopyroxènes** sont purement **ferromagnésiens**, de composition $(\text{Fe,Mg})_2 \text{Si}_2\text{O}_6$, formant une série continue entre un pôle magnésien et un pôle ferreux.

Les **clinopyroxènes** peuvent être :

- **calco-ferro-magnésiens** $(\text{Ca,Fe,Mg})_2 \text{Si}_2\text{O}_6$; les principaux sont le diopside (calco-magnésien) ou les augites ;
- **sodiques** avec notamment la jadéite, $\text{Na Al Si}_2\text{O}_6$, minéral du métamorphisme.

Caractères macroscopiques

En masse ([photo 1](#)), les pyroxènes apparaissent souvent sous forme de cristaux automorphes, de **couleur noire** (augite), brunâtre ou de couleur verte plus ou moins soutenue (diopside). Ils présentent en cassure fraîche des éclats brillants en lien avec leur clivage et ont une dureté de l'ordre de celle du fer (test à l'épingle).

Caractères microscopiques

- **En LPNA** ([photos 2 et 4](#)), les teintes des pyroxènes sont **variées** : certains sont **incolores** mais d'autres donnent des sections brunâtres ou brun-vert avec un **pléochroïsme** important (les sections ne sont donc pas toutes de la même couleur) ; le relief est **moyen à fort**. Les pyroxènes présentent plusieurs clivages : la plupart des sections montrent un seul clivage mais seules **certaines** présentent l'intersection de **deux clivages orthogonaux**, bien caractéristiques des pyroxènes ([photo 2](#)). Les clinopyroxènes peuvent comporter des **macles**. Les cristaux sont parfois zonés.
- **En LPA** ([photos 3 et 5](#)), les pyroxènes ont une biréfringence élevée, à l'origine de **teintes vives de polarisation** ; les clinopyroxènes ont une biréfringence plus élevée que celle des orthopyroxènes, dont les teintes restent moins vives.

Enseignements complémentaires

Particularités

- **Distinction pyroxènes/olivines** ([photos 4 et 5](#)) : en LPNA, les pyroxènes apparaissent sous forme de cristaux souvent automorphes en sections allongées, légèrement colorées et à clivages nets. Les cristaux d'olivine s'en distinguent par leur caractère peu coloré, globuleux et la présence de cassures très marquées.
- **Signification géochimique des pyroxènes** : la composition chimique des pyroxènes peut s'écrire sous forme molaire, par exemple pour un orthopyroxène magnésien : $2\text{MgO}, 2\text{SiO}_2$; sous la même forme, une olivine s'écrirait : $2 \text{MgO}, \text{SiO}_2$; dans un pyroxène, davantage de silice est ainsi associée à une même quantité de magnésie ; les pyroxènes sont donc des minéraux plus siliceux que les olivines.

Gisements

Les **orthopyroxènes**, alors magnésiens, s'observent principalement dans les roches **ultrabasiques** (en association avec les olivines dans les péridotites), et dans certains gabbros (gabbros tholéiitiques).

Les **clinopyroxènes** calco-ferro-magnésiens (de type **augite**) sont très fréquents dans les roches **basiques** (gabbros et basaltes). Certains pyroxènes comme la **jadéite** ou l'**omphacite** traduisent des conditions **métamorphiques de haute pression**. L'omphacite, de composition intermédiaire entre diopside et jadéite, est le pyroxène caractéristique des élogites.

Olivines dans un basalte

olivines : cristaux de vert jaunâtre
à vert olive ; éclat vitreux

pâte comprenant
des microlites et du verre,
partie non cristallisée

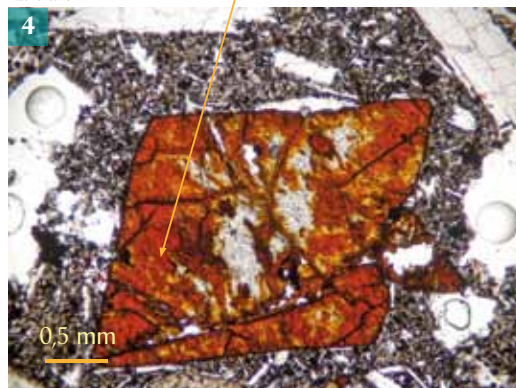


Olivine altérée (iddingsitisée)

bordure d'altération :

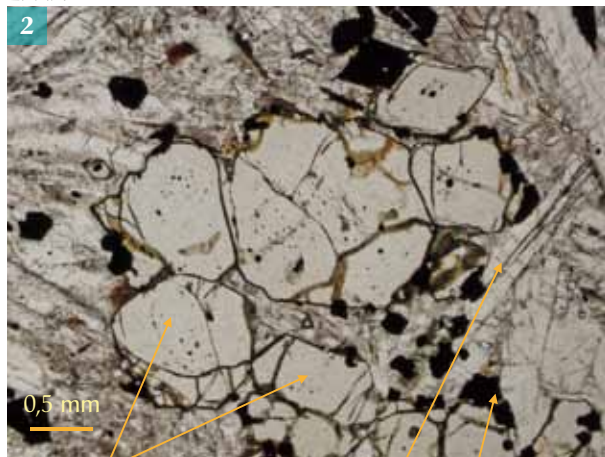
produit brun rouge appelé iddingsite

LPNA



Olivines dans un microgabbro

LPNA

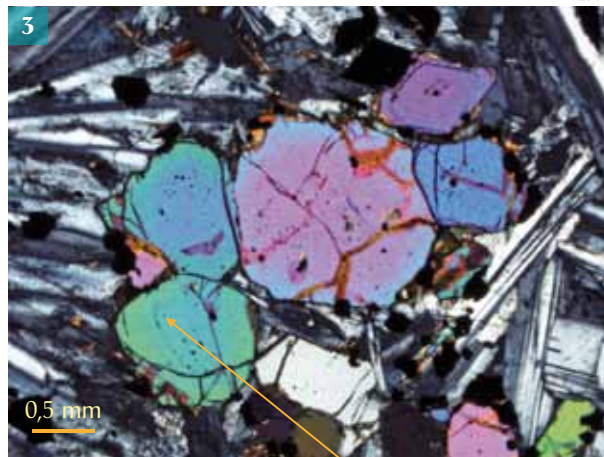


olivines : cristaux globuleux,
incolores, de fort relief ;
cassures nombreuses

plagioclase

oxydes de fer

LPA



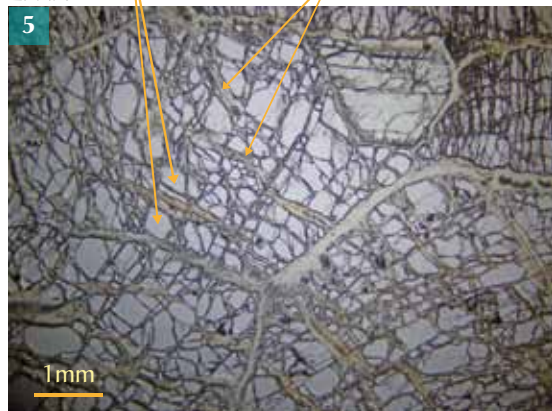
teintes de
polarisation vives

Olivines serpentinisées

plages d'un même cristal

réseau de serpentine, développé
dans les cassures du cristal : structure maillée

LPNA



LPA



Caractères généraux

Les **olivines** (ou **péridots**) sont des minéraux **ferromagnésiens** de composition $(\text{Fe,Mg})_2 \text{SiO}_4$, formant une série continue entre un pôle magnésien, la **forstérite** (Mg_2SiO_4) et un pôle ferreux, la **fayalite** (Fe_2SiO_4). Elles constituent un bon exemple de système **binaire à solution solide**. On peut ainsi qualifier une olivine par sa teneur en composant forstérite : Fo0 correspond ainsi à la fayalite. Une olivine dite Fo50 aurait pour composition FeMgSiO_4 .

Caractères macroscopiques

En masse, elles se présentent sous forme de cristaux de couleur claire, de vert jaunâtre à vert olive ([photo 1](#)), et à l'éclat vitreux. Leur dureté est supérieure au verre mais la cohésion entre grains est en général médiocre au sein des péridotites.

Caractères microscopiques

- **En LPNA** ([photo 2](#)),
 - les olivines sont **incolores**, parfois légèrement jaunâtres avec un **relief moyen à fort** ;
 - elles possèdent des **cassures** non rectilignes mais pas de véritables clivages ;
 - elles montrent souvent des **traces d'altération** avec le développement soit d'un produit brun-rouge (appelé iddingsite) à l'origine de taches rouille ([photo 4](#)), soit d'un réseau de **serpentine** ; celle-ci se développe dans les cassures ce qui donne une **structure maillée** au cristal ; des sections de mêmes caractères optiques et appartenant au même cristal initial apparaissent alors séparées par des mailles de serpentine ([photos 5](#) et [6](#)).
- **En LPA** ([photo 3](#)), les olivines ont une biréfringence élevée, à l'origine de **teintes vives de polarisation**.

Enseignements complémentaires

Particularités

- **Distinction olivines/pyroxènes** : en LPNA, les **olivines** apparaissent sous forme de cristaux **peu colorés** et **globuleux**, avec des **cassures** très marquées. Elles se distinguent ainsi des **pyroxènes**, souvent développés en cristaux automorphes à sections plus allongées en général, **plus colorés** et présentant des **clivages nets**.
- **Signification géochimique des olivines** : la composition chimique des olivines peut s'écrire sous forme molaire, par exemple pour une olivine magnésienne : $2 \text{MgO}, \text{SiO}_2$; sous la même forme, un orthopyroxène s'écrirait : $2 \text{MgO}, 2 \text{SiO}_2$. On note ainsi que, dans une olivine, moins de silice est associée à une même quantité de magnésie ; les **olivines** sont donc des **minéraux moins siliceux que les pyroxènes**.

Gisements

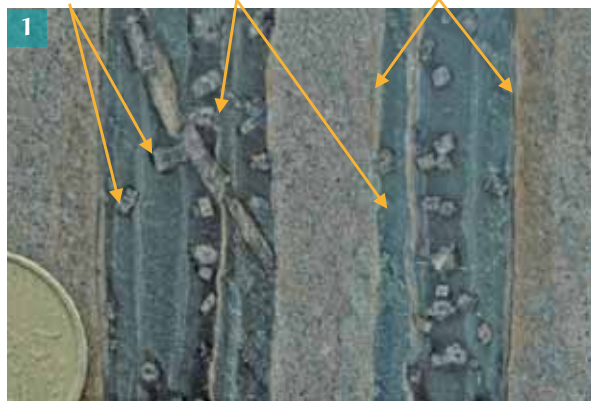
Les olivines se rencontrent en abondance dans les **roches ultrabasiques** (**péridotites**) où elles sont alors très magnésiennes (Fo 80 à 95). Elles sont souvent bien préservées dans les **nodules de péridotite** contenus en enclaves dans certains basaltes. Elles s'observent aussi dans les **roches basiques** (gabbros et basaltes) avec des compositions plus variables (entre Fo50 et Fo90).

La **serpentine** est un minéral **hydroxylé** ; elle se développe lorsque les olivines sont soumises à une **hydratation**. Ainsi des olivines transformées en serpentine s'observent fréquemment dans les péridotites des complexes ophiolitiques, cette altération résultant de la **percolation** de la lithosphère océanique chaude par des fluides dans les zones proches de la dorsale (on parle de métamorphisme hydrothermal).

Les olivines sont des minéraux pauvres en silice ; à de très rares exceptions pour certaines fayalites, elles **ne coexistent jamais avec le quartz**.

Andalousite dans un schiste tacheté

andalousite lits pélitiques stratification initiale



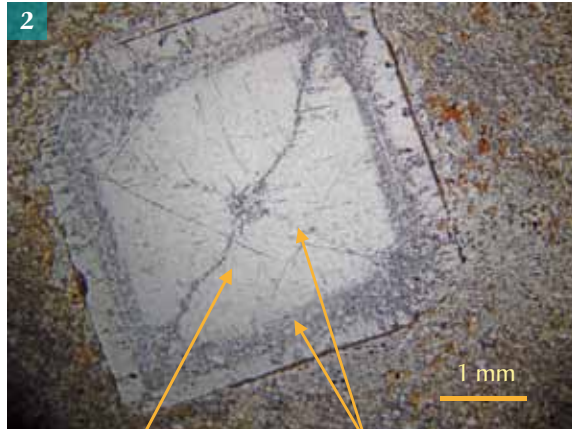
Sillimanite dans un gneiss

biotite sillimanite en aiguilles

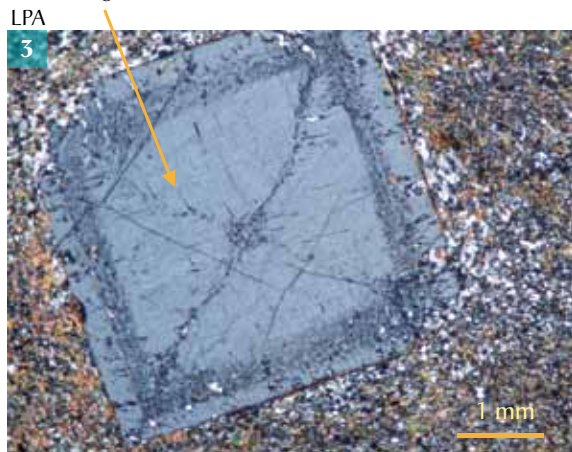


Andalousite dans un schiste tacheté

LPNA

section automorphe
souvent carrée, incoloreinclusions noirâtres
en croix :
variété chiasolite

biréfringence faible

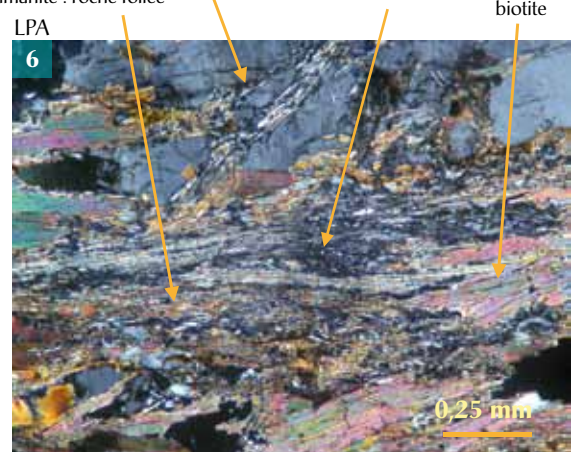


Sillimanite dans un micaschiste

LPNA

lit riche en quartz
lit riche en biotite
et en sillimanite : roche foliéesillimanite : cristaux en amas
de petits prismes, incolores,
fort relief, biréfringence faible

biotite



L'andalousite et la sillimanite

Caractères généraux

Les **silicates d'alumine** constituent un ensemble de trois minéraux du métamorphisme de même composition chimique, Al_2SiO_5 , l'**andalousite**, la **sillimanite** et le **disthène** (voir [fiche 8](#)).

Caractères macroscopiques

L'**andalousite** apparaît le plus souvent sous forme de cristaux clairs, parfois rosés, développés en prismes à section losangique ou carrée ([photo 1](#)).

La **sillimanite** forme des cristaux blancs souvent allongés. Ceux-ci se développent en prismes relativement grands ou se présentent plus fréquemment en cristaux de petite taille, à allure d'aiguilles (cristaux dits aciculaires) groupées en bouquets ([photo 4](#)).

Caractères microscopiques

- En LPNA, l'**andalousite** est généralement incolore, formant des sections automorphes souvent carrées ([photo 2](#)), avec des clivages. Le relief est fort. Les cristaux contiennent parfois des inclusions noirâtres qui dessinent une croix suivant les diagonales des sections transversales ce qui définit la variété chiasolite ([photos 2 et 3](#)). La **sillimanite** est incolore, avec un fort relief. Les cristaux s'observent parfois en prismes automorphes de taille plurimillimétrique mais les morphologies les plus habituelles sont en aiguilles de petite taille groupées en bouquets ou en amas de petits prismes ([photo 5](#)).
- En LPA, l'**andalousite** ([photo 3](#)) a une biréfringence faible, avec des teintes de polarisation basses. La **sillimanite** ([photo 6](#)) a une biréfringence un peu plus élevée. Les sections de sillimanite sont éteintes parallèlement à leur allongement, ainsi que les sections longitudinales d'andalousite.

Enseignements complémentaires

Particularités

- Andalousite, sillimanite et disthène constituent trois polymorphes des silicates d'alumine. L'**andalousite** est le polymorphe de basse pression et de températures moyennement élevées, la **sillimanite** est le polymorphe de haute température, le **disthène**, celui de haute pression. Les domaines de stabilité sont séparés par des droites convergeant en un point invariant (voir [fiche 4 – figures 1 et 2](#)).
- **Signification géochimique** : Ces minéraux n'apparaissent que lorsque de l'alumine et de la silice sont en excès et ne peuvent être entièrement captées par les autres phases cristallines (feldspaths, micas, autres minéraux du métamorphisme) ; ces compositions riches en alumine et en silice sont plutôt celles des roches argileuses, et les silicates d'alumine se rencontrent essentiellement dans les roches métamorphiques de la séquence pélitique. Il est cependant possible de trouver des éclogites basiques à disthène et quartz.

Gisements

L'**andalousite** se rencontre typiquement dans les schistes tachetés et les cornéennes, roches formant les auréoles de métamorphisme de contact et correspondant à la transformation d'un encaissant argileux au contact d'une intrusion magmatique. Elle coexiste alors fréquemment avec la cordiérite, un autre aluminosilicate contenant en sus fer, magnésium et eau. L'andalousite peut aussi apparaître dans le métamorphisme régional où elle est alors l'indice d'une cristallisation sous une pression relativement basse.

La **sillimanite** remplace l'andalousite dans les zones les plus internes des auréoles de métamorphisme. Elle s'observe aussi dans le métamorphisme régional de basse à moyenne pression et annonce souvent l'anatexis.

Disthène dans un micaschiste

disthène : cristaux en baguettes
automorphes, bleutés, avec clivages

muscovite

grenat

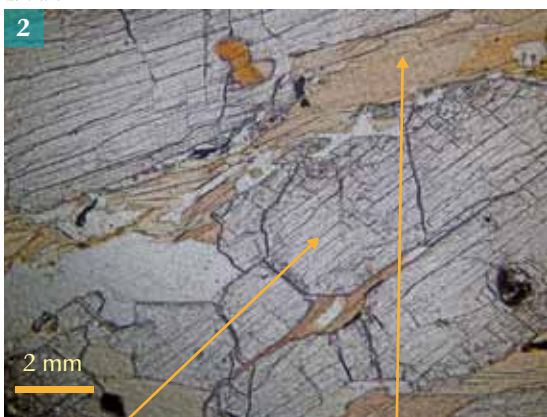


Staurotide dans un micaschiste

staurotide : cristaux prismatiques
de couleur brune



LPNA



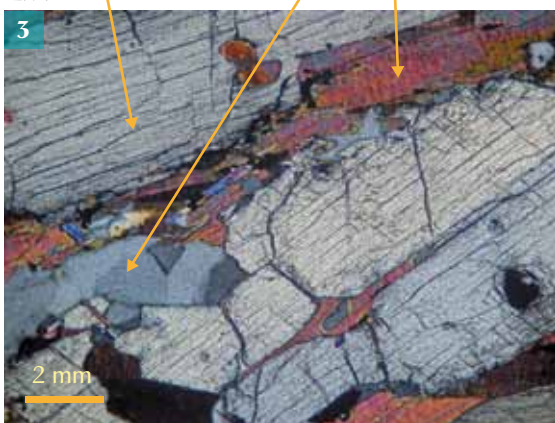
disthène : cristaux incolores,
fort relief, clivages

quartz

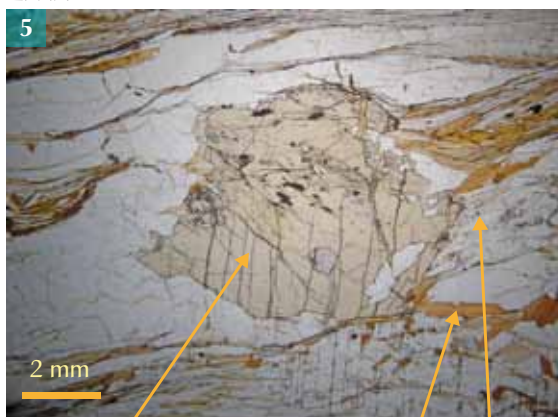
biotite

LPA

roche foliée



LPNA



staurotide : cristaux incolores
à jaunâtres ; inclusions fréquentes
d'autres minéraux (quartz)

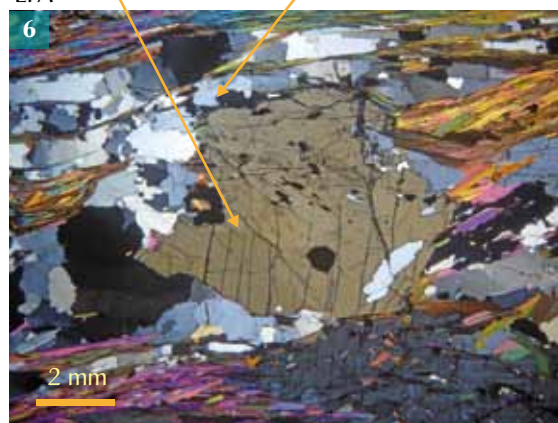
quartz

biotite

muscovite

LPA

roche foliée



Le disthène et la staurotide

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Le **disthène** (polymorphe de haute pression des silicates d'alumine, de composition chimique, Al_2SiO_5) se présente souvent en baguettes de couleur bleutée (d'où son nom de kyanite en anglais en référence au bleu cyan), à clivages nets ([photo 1](#)).

La **staurotide**, silicate d'alumine et de fer, s'observe en cristaux prismatiques de couleur brun à brun sombre et à éclat résineux ([photo 4](#)). Les cristaux peuvent être maclés en croix, en une forme appelée croisette de Bretagne.

Caractères microscopiques

- En LPNA, le **disthène** se présente en sections incolores caractérisées par leur fort relief (supérieur à celui des autres silicates d'alumine) et pourvues de clivages ([photo 2](#)). La **staurotide** apparaît le plus souvent en cristaux automorphes, de relief élevé et présentant un pléochroïsme d'incolore à jaune pâle et à jaune d'or ([photo 5](#)). Les cristaux de staurotide renferment souvent de petites inclusions d'autres minéraux, comme du quartz ou de l'ilménite (cristaux qualifiés de poecilites) ([photo 5](#)).
- En LPA, le **disthène** a une biréfringence assez comparable à celle de l'andalousite et plus faible que celle de la sillimanite ([photo 3](#)). La **staurotide** a une biréfringence modérée (au maximum dans les jaunes du premier ordre) ([photo 6](#)). Les cristaux dont l'allongement est parallèle au plan de polarisation sont éteints (extinction qualifiée de droite).

Enseignements complémentaires

Particularités

Signification géochimique : comme les autres silicates d'alumine, le **disthène** n'apparaît que lorsque de l'**alumine** et de la **silice** sont en excès et ne peuvent être entièrement captées par les autres phases cristallines (feldspaths, micas, autres minéraux du métamorphisme). Il se rencontre donc essentiellement dans les roches métamorphiques de la séquence pélitique. La **staurotide** se forme dans des milieux de composition assez variée, apparaissant cependant préférentiellement dans les roches riches en alumine et en fer.

Gisements

Le **disthène**, polymorphe de haute pression, ne s'observe pas dans le métamorphisme de contact. Il caractérise le métamorphisme régional de moyenne pression : selon des conditions croissantes de température, il coexiste d'abord avec la staurotide puis avec des grenats (de type almandin). À plus haute température, il est remplacé par la sillimanite. Le disthène peut aussi s'observer dans les faciès de plus haute pression (faciès « écolite »).

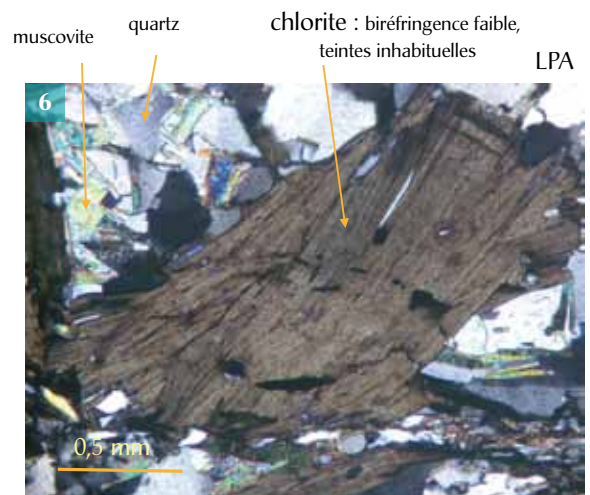
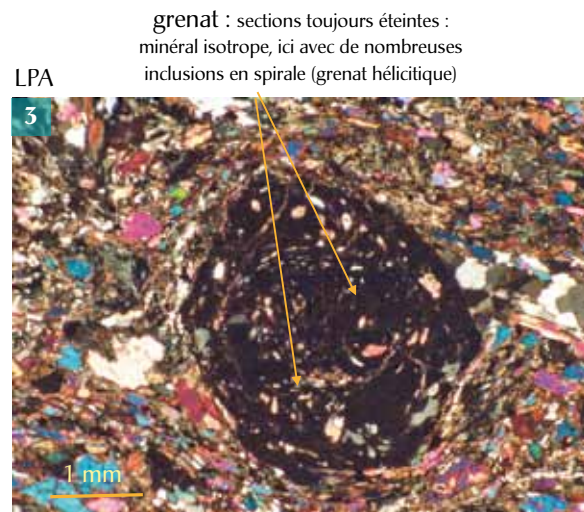
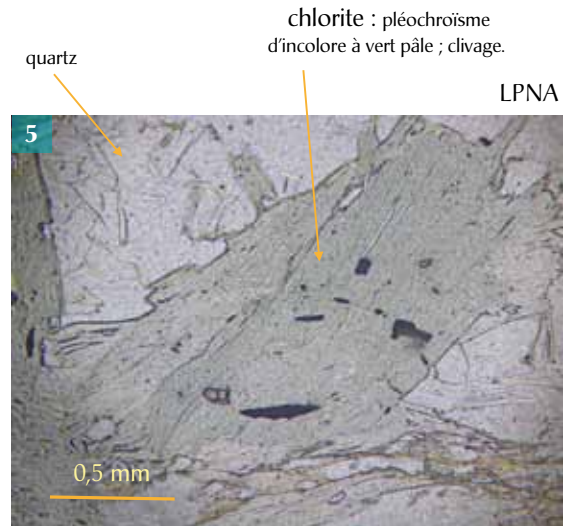
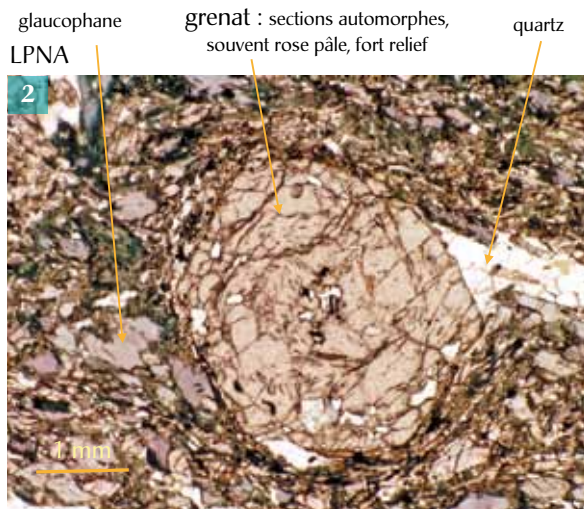
La **staurotide** est un minéral habituel du métamorphisme régional de moyenne pression de la séquence pélitique. Elle est ainsi commune dans les micaschistes et les gneiss. Lors d'un métamorphisme prograde, elle se développe généralement avant l'apparition du disthène mais les deux minéraux coexistent fréquemment dans les conditions du faciès « amphibolite ». À plus haute température, la staurotide est remplacée par le disthène et des grenats de type almandin.

Le métamorphisme à disthène – sillimanite, bien étudié car assez fréquent, est souvent qualifié de métamorphisme barrovien MP – MT ; il est marqué par l'ordre d'apparition suivant des minéraux : chlorite, biotite, grenat almandin, staurotide, disthène, sillimanite. Il caractérise l'étape géodynamique de collision.

Grenats dans un schiste bleu



Chlorite dans un granite altéré



Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **grenats** cristallisent dans le système cubique. La croissance des cristaux produit cependant des formes automorphes dérivées plus diverses, avec de nombreuses facettes d'orientation précisément définies (donnant souvent des dodécaèdres). La forme résultante au sein des roches est plus ou moins sphérique ([photo 1](#)). Le groupe présente une grande diversité de composition et de caractères. La couleur rouge grenat est celle des formes les plus fréquentes. Leur densité est forte, de 3,6 à 4,5, et leur dureté supérieure au verre varie de 6 à 7,5.

La **chlorite** apparaît le plus souvent en lamelles aplaties, de couleur vert bouteille ([photo 4](#)).

Caractères microscopiques

- **Les grenats** : En **LPNA**, les grenats les plus fréquents sont incolores à rose pâle avec des sections automorphes souvent bien développées. Celles-ci ont un **relief fort** et sont dépourvues de clivage ([photo 2](#)). En **LPA**, les grenats donnent dans leur grande majorité des **sections toujours éteintes**, ce qui traduit leur caractère isotrope, en relation avec leur système de cristallisation cubique. Ces plages éteintes révèlent souvent de nombreuses inclusions qui dessinent des **spiraies** dans les grenats de certaines roches métamorphiques (grenats dits **hélicitiques**) ([photo 3](#)).
- La **chlorite** est un minéral proche des micas : en **LPNA**, elle est souvent en lamelles de couleur incolore à légèrement verdâtre, avec un pléochroïsme dans les verts pâles ([photo 5](#)) et des clivages nets. Le relief est un peu plus faible que celui des micas. En **LPA**, la chlorite a une biréfringence faible, avec des teintes parfois inhabituelles, bleues ou marron foncé ([photo 6](#)).

Enseignements complémentaires

Particularités

Composition géochimique : Les grenats, de composition générale $(R_3^{2+} R_2'^{3+} Si_3 O_{12})$, dessinent deux séries. Les grenats les plus fréquents sont les **grenats alumineux** ($R' = Al^{3+}$), avec des compositions variées entre différents pôles, dont l'un est l'almandin ($R = Fe^{2+}$). L'autre série est représentée par des **grenats calciques** ($R = Ca^{2+}$) de couleurs plus variées. La **chlorite** est un silicate d'alumine hydroxylé du groupe des phyllosilicates, contenant du fer et du magnésium.

Gisements

Les **grenats alumineux** sont les plus fréquents et s'observent dans les roches métamorphiques des séquences argileuses ou basiques. Ils apparaissent dans des faciès de moyenne pression (faciès à disthène – sillimanite) s'inscrivant dans les paragenèses de micaschistes à biotite, muscovite, disthène, staurotide... Ils restent stables à plus haute température dans le faciès des granulites. Ils se rencontrent aussi dans le métamorphisme de haute pression - basse température de la séquence basique, dans les faciès des schistes bleus à glaucophane et puis des élogites. Au sein des élogites rétrotransformées, les grenats, déstabilisés, sont souvent entourés d'une couronne de hornblende et de plagioclases, voire de chlorites. Les grenats alumineux riches en magnésium s'observent aussi dans les péridotites (voir [fiche 20](#)).

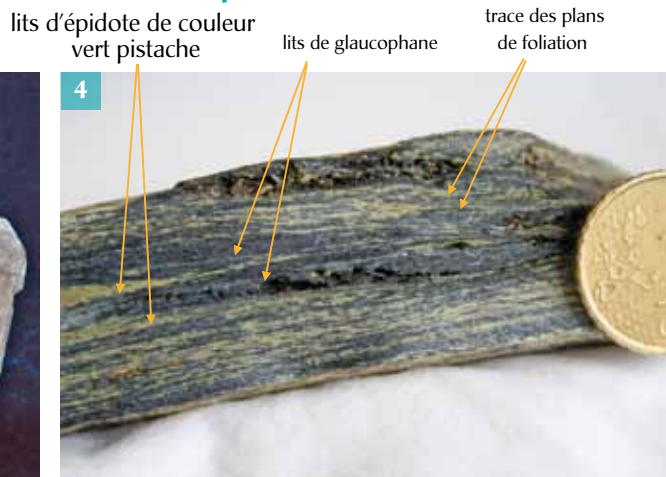
Les **grenats calciques**, absents des roches basiques et alumineuses, s'observent dans le métamorphisme des roches carbonatées.

La **chlorite** se rencontre fréquemment dans les roches magmatiques comme minéral secondaire résultant de l'altération de minéraux ferromagnésiens (pyroxènes, amphiboles ou biotites). C'est également un minéral caractéristique d'un métamorphisme de faible degré qui est celui du faciès « schistes verts ». Elle disparaît dans les évolutions progrades, cédant la place aux biotites ou aux amphiboles. Elle se rencontre aussi dans les roches sédimentaires se rattachant alors à l'ensemble des argilites.

Phénocristal de calcite

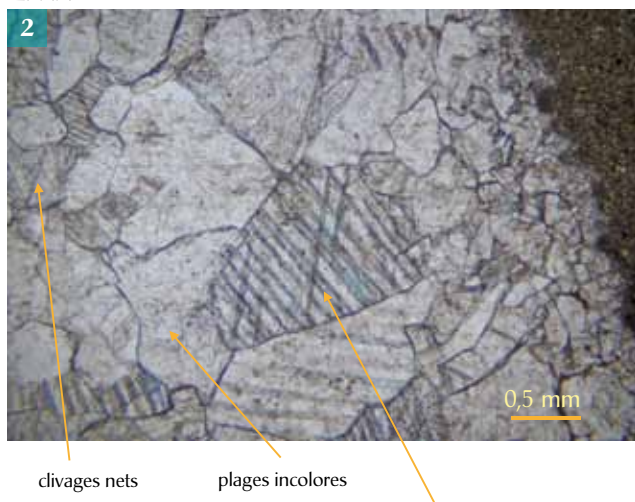


Épidote dans un schiste bleu



Calcite dans un calcaire sparitique

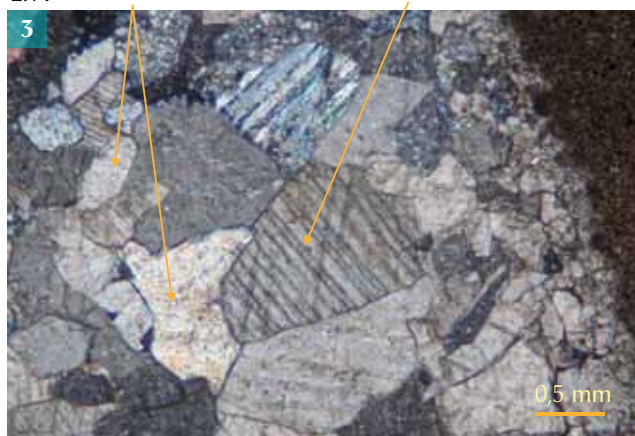
LPNA



biréfringence élevée, teintes irisées

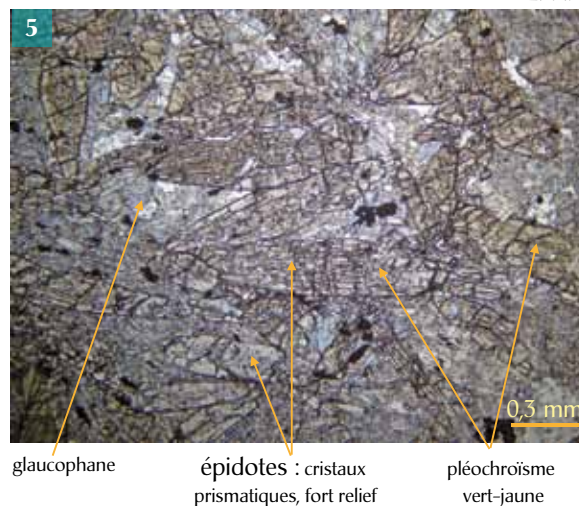
bandes irisées : macles polysynthétiques lamellaires

LPA



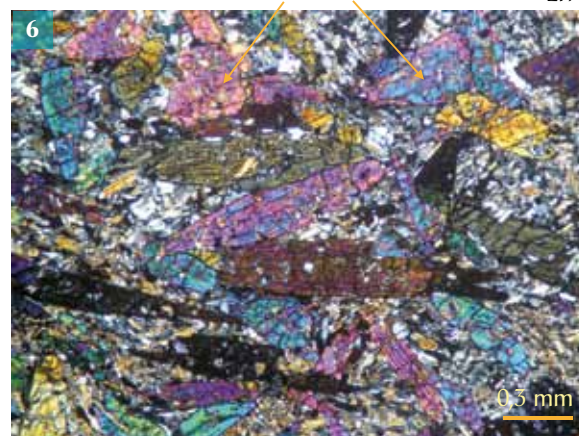
Épidote dans un schiste bleu

LPNA



teintes de polarisation vives et variables (manteau d'Arlequin)

LPA



Caractères généraux

Caractères macroscopiques

La **calcite**, de formule CaCO_3 , est un minéral du groupe des **carbonates**. Elle peut s'observer en cristaux isolés, incolores, parfois de grande taille, mais son faciès le plus classique est blanc crème ([photo 1](#)). Ceux-ci sont souvent de forme rhomboédrique avec des faces brillantes et bien développées selon des clivages parfaits. Une variété, le spath d'Islande, présente une double réfraction optique caractéristique. La dureté de la calcite est de 3 : elle se raie à l'acier et ne raie pas le verre. Elle fait effervescence à l'acide chlorhydrique dilué à froid.

Les **épidotes** forment un groupe de minéraux silicatés du métamorphisme. Les espèces les plus fréquentes sont de couleur vert pistache (d'où le nom de pistachite) et constituent des agrégats de cristaux peu distincts les uns des autres ([photo 4](#)).

Caractères microscopiques

- **La calcite** : En **LPNA**, elle se présente en plages incolores, de relief variable selon les sections, avec des clivages parfois très nets ([photo 2](#)). En **LPA**, elle se distingue par sa **biréfringence très élevée**, avec des **bandes irisées** au sein de plages souvent de couleur beige. Ces bandes traduisent des macles polysynthétiques lamellaires ([photo 3](#)).
- **Les épidotes** : En **LPNA**, elles apparaissent en cristaux prismatiques, subautomorphes, clivés, et dont le relief est fort ([photo 5](#)). Les espèces les plus fréquentes montrent un pléochroïsme dans les verts-jaunes ([photo 5](#)). En **LPA**, les teintes de polarisation sont généralement vives et variables au sein d'une même section (aspect en « manteau d'Arlequin ») ([photo 6](#)). Certaines épidotes (zoïsité) montrent des teintes anormales, bleu foncé ou gris brunâtre.

Enseignements complémentaires

Particularités

- **Les minéraux carbonatés** : l'**aragonite** est une autre forme cristalline, de même composition chimique que la calcite (CaCO_3), mais à faciès en aiguilles. La **dolomite**, de formule $(\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2)$, est un autre carbonate, fréquemment rencontré. La distinction entre les minéraux carbonatés fait souvent intervenir des tests physiques (l'aragonite est ainsi plus dense que la calcite) ou chimiques (protocoles de coloration).
- **Épidotes et lawsonite** : les **épidotes** se rattachent au groupe des sorosilicates ; outre la silice et l'aluminium, elles renferment essentiellement du calcium souvent accompagné de fer. Leur chimie est apparentée à celle de l'anorthite mais hydroxylée. Un autre exemple de sorosilicates est la **lawsonite**, forme voisine des épidotes mais au réseau cristallin plus compact ; ce minéral s'observe en sections automorphes prismatiques dans les conditions de basse température et de haute pression du faciès des schistes à glaucophane.

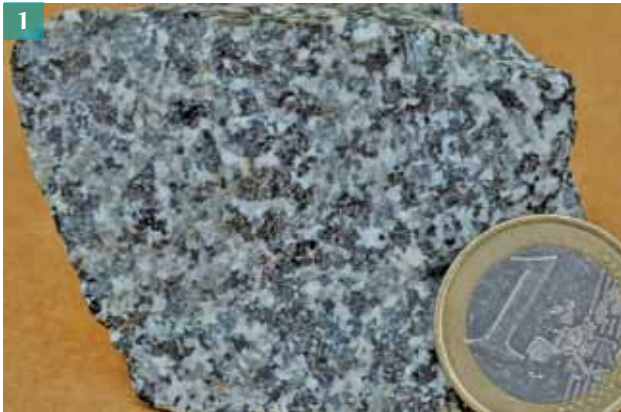
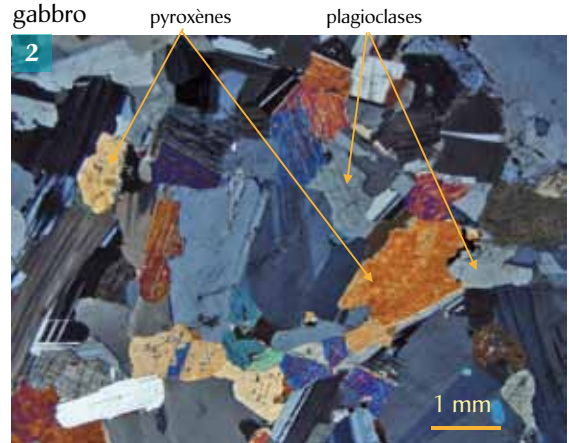
Gisements

La **calcite** est l'un des minéraux les plus ubiquistes. C'est le constituant essentiel des roches sédimentaires calcaires. Elle forme alors les coquilles ou les tests des organismes, ou résulte d'une précipitation chimique à l'origine du ciment liant les éléments du calcaire. Elle prédomine aussi dans les roches métamorphiques de la série carbonatée (cipolins et marbres). Elle n'est qu'un minéral accessoire dans les roches magmatiques, à l'exception de roches particulières que sont les carbonatites.

Les **épidotes** se développent essentiellement dans le métamorphisme à partir de protolithes variés contenant toutefois une certaine quantité de calcium. Elles apparaissent dans des conditions modérées de métamorphisme (faciès « schistes verts » ou « amphibolites » de basse température). Certaines épidotes et la lawsonite sont stables à haute pression, dans le faciès des schistes bleus à lawsonite.

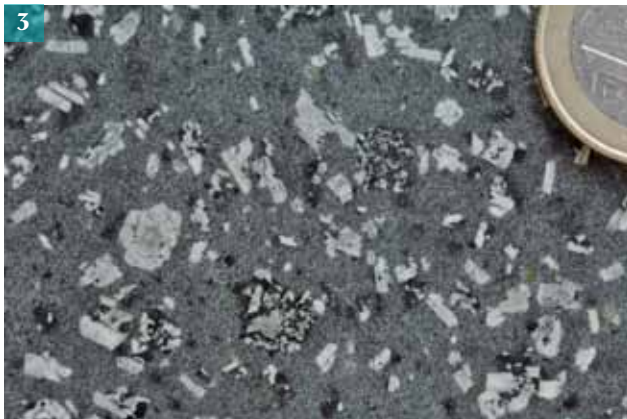
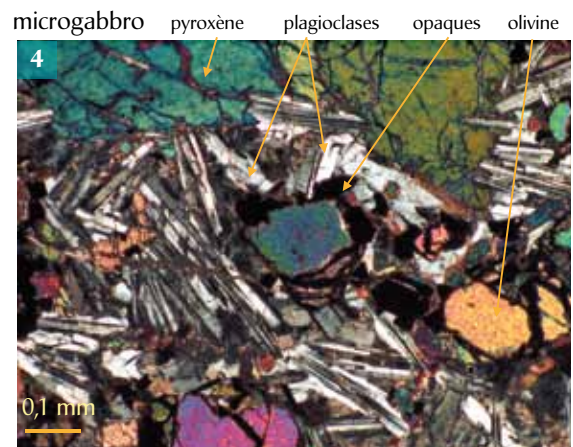
Texture grenue

Roches plutoniques (et roches mantelliennes : périclites)
Exemple d'un gabbro

**Roche entièrement cristallisée (ou holocristalline) ;
cristaux visibles à l'œil nu****Texture microgrenue**

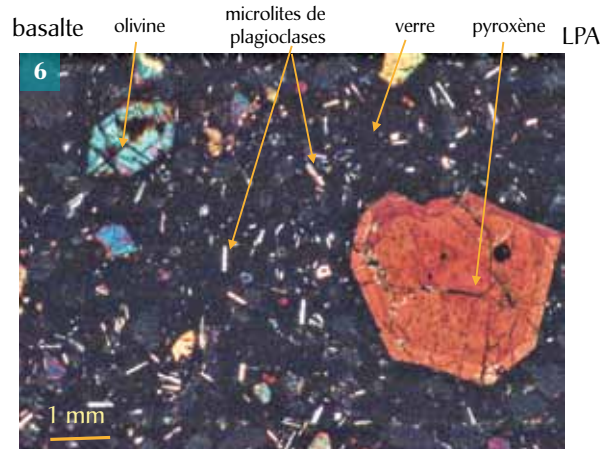
Roches filoniennes

Exemple d'un microgabbro (ici texture porphyrique)

**Roche entièrement cristallisée ;
cristaux de petite taille, visibles au microscope****Texture microlitique**

Roches volcaniques

Exemple d'un basalte (ici, texture porphyrique et vacuolaire)

**Roche montrant des cristaux
dispersés dans un verre non cristallisé
(roche hémicristalline)**

Textures et classification

La **texture** ou **structure** d'une roche définit l'agencement relatif des éléments qui la constituent. Dans les roches magmatiques, ces éléments peuvent être : des **phénocristaux** (ou cristaux visibles à l'œil nu), des **microlites** (cristaux de petite taille, visibles au microscope), du **verre** (partie non cristallisée de la roche à l'échelle d'observation considérée, encore appelée **mésostase**).

On distingue principalement :

- la **texture grenue** (ou holocristalline) qui qualifie les roches entièrement cristallisées et dont les minéraux sont visibles à l'œil nu ([photos 1 et 2](#)). Elle caractérise les roches magmatiques **plutoniques** mais le terme est parfois utilisé pour certaines roches métamorphiques (gneiss).
- la **texture microgrenue** ([photos 3 et 4](#)) qui qualifie les roches entièrement cristallisées mais dont les minéraux ne sont visibles qu'au microscope. C'est par exemple le cas des roches **filoniennes**.
- la **texture microlitique** (ou hémicristalline) qui montre de nombreux cristaux de petite taille (microlites) associés à une pâte ou verre non cristallisé ([photos 5 et 6](#)). Cette texture est celle des roches magmatiques **volcaniques**.

De très nombreux termes permettent de qualifier plus précisément certaines textures. On identifie ainsi la texture **porphyrique** (roches volcaniques présentant des cristaux de grande taille, ou phénocristaux, dispersés dans la mésostase) ou la texture **pegmatitique** (roches plutoniques, souvent de composition granitique, formées uniquement de cristaux de grande taille, de l'ordre du centimètre et plus).

Textures et histoire de la cristallisation

L'analyse de la texture est souvent une des premières étapes de l'étude d'un échantillon, pour en identifier la **nature**. Elle permet aussi souvent de préciser l'**histoire de la cristallisation** de la roche :

- l'analyse de l'agencement des constituants offre la possibilité de proposer un **ordre de cristallisation** des minéraux (voir [fiche 23](#)) ;
- elle aide aussi à comprendre les **conditions de mise en place**. La texture grenue qui caractérise les roches magmatiques plutoniques résulte par exemple d'un refroidissement lent en profondeur. La texture microlitique porphyrique des roches volcaniques traduit les **différentes étapes** de la mise en place du magma et de sa solidification : cristallisation des phénocristaux dans la chambre magmatique, cristallisation des microlites lors de la montée et de l'émission du magma, prise en masse du verre lors du refroidissement rapide en surface.

Il faut cependant veiller à ne pas associer systématiquement, et de manière trop simple, **taille des cristaux** et **conditions de refroidissement**. Le développement d'une population de cristaux dépend de deux paramètres, la **vitesse de nucléation** (vitesse d'apparition des germes cristallins dans le liquide) et la **vitesse de croissance** des germes apparus. Chacune des deux vitesses peut être affectée différemment par les conditions du refroidissement, avec des effets variables selon la nature des cristaux, ce qui détermine des situations au final complexes.

Couleur et classifications

La coloration d'une roche peut être estimée par un **indice de coloration** I correspondant au pourcentage de minéraux colorés, les minéraux non colorés (ou minéraux blancs) étant, pour les roches saturées ou sursaturées en silice, le **quartz** et les **feldspaths**. $Icol = 100 - \%(Q + F)$. On distingue ainsi pour les différentes valeurs de l'indice, les roches **hololeucocrates** (0 - 10), **leucocrates** (10 - 40), **mésocrates** (40 - 60), **mélanocrates** (60 - 90), **holomélanocrates** (90 - 100) (voir [fiche 12](#)).

Ces termes peuvent également être utilisés pour les roches volcaniques, en tenant davantage compte de la couleur d'ensemble dont celle de la pâte, en cassure fraîche toutefois. Quelle que soit la roche, il faut observer que la coloration peut dépendre d'autres paramètres que du seul pourcentage des minéraux colorés (répartition des cristaux, particularités minéralogiques...).

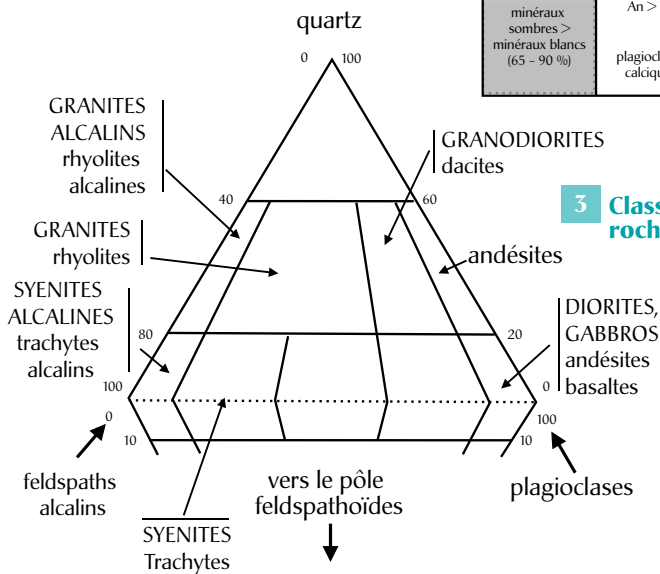
1 Critères de classification des roches magmatiques

			quartz ←		→	sans quartz	
			feldspaths			feldspaths	feldspaths
						feldspathoïdes	
indice de coloration	nature des feldspaths	variations géochimiques					
minéraux sombres < minéraux blancs (0 - 35 %)	feldspaths alcalins dominants		GRANITE rhyolite			SYÉNITE trachyte	Roches sous-saturées en silice non envisagées ici
minéraux sombres ~ minéraux blancs (35 - 65 %)	plagioclases sodiques An < 50 plagioclases dominants		GRANODIORITE (TONALITE) dacite andésite quartzique			(MONZONITE) DIORITE andésite	
minéraux sombres > minéraux blancs (65 - 90 %)	An > 50 plagioclases calciques					GABBRO basalte	

2 Classification modale de Streckeisen

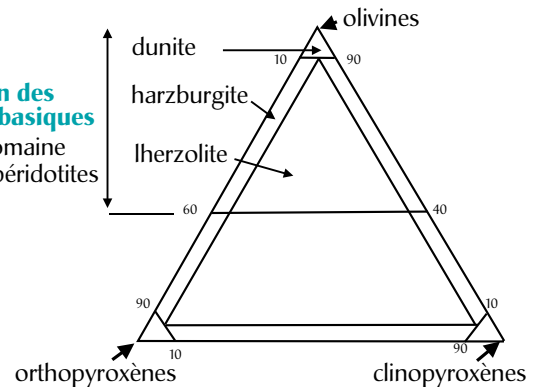
Les roches plutoniques sont en majuscules, leurs équivalents volcaniques en minuscules.

Seules les roches mentionnées dans l'atlas sont indiquées.

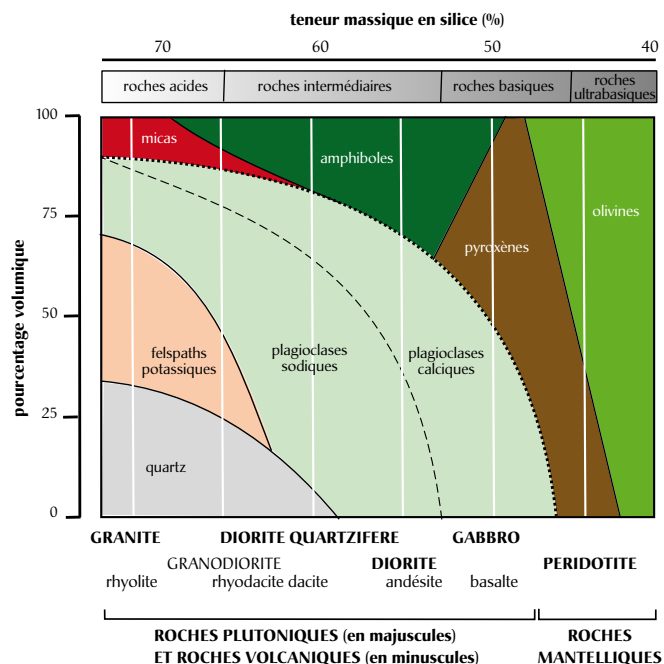


3 Classification des roches ultrabasiques

domaine des péridotites



4 Composition minéralogique des roches et classification



Composition minéralogique et classification

Les classifications sont généralement fondées sur la **composition minéralogique** exprimée en pourcentage volumique des différents minéraux, ce que l'on appelle son **mode**, et déterminée à partir de l'observation microscopique. De telles classifications sont dites **modales**. En toute rigueur, elles ne peuvent être appliquées qu'aux roches entièrement cristallisées. Ces classifications sont cependant étendues aux roches volcaniques, soit en considérant la nature des cristaux dispersés dans le verre, soit en procédant à une cristallisation totale théorique ou norme.

Il existe différentes **classifications modales** qui reposent sur les proportions relatives ou absolues des minéraux blancs, dits cardinaux : quartz, feldspaths alcalins (feldspaths potassiques et albite pure), plagioclases, feldspathoïdes (ces derniers ne sont pas pris en compte dans cet ouvrage).

La **figure 1** présente quelques critères permettant une classification opérationnelle des roches.

La **figure 2** est la **classification de Streckeisen** qui permet de classer les différentes roches dans un diagramme triangulaire.

Les **péridotites**, formées à plus de 90 % de minéraux colorés (ou minéraux sombres) font l'objet d'une classification spécifique (lherzolite, harzburgite, dunite), fondée sur les pourcentages relatifs en olivines, clinopyroxènes et orthopyroxènes (**figure 3**).

Dans les **figures 2 et 3**, n'ont été reportées que les roches mentionnées dans cet atlas.

La **figure 4** se fonde sur la composition minéralogique totale des roches en considérant les minéraux clairs et sombres.

Roches saturées ou sous-saturées en silice

Au cours de la cristallisation d'un magma, la silice donnée dans l'analyse sous forme SiO_2 se combine avec les autres éléments chimiques (fer, magnésium... dosés sous forme d'oxydes) pour former des minéraux silicatés. Une partie du calcium, le potassium et le sodium participent à la constitution des feldspaths.

Si la quantité de SiO_2 excède celle qui se combine avec les autres éléments, une partie de la silice cristallise de manière libre, sous forme de **quartz**. Par contre, si le magma est très déficitaire en silice, une partie des alcalins (sodium et potassium) participe à la formation des feldspaths et une autre partie engendre les feldspathoïdes, qui associent moins de silice à une quantité donnée d'alcalins. La présence de feldspathoïdes caractérise les **roches sous-saturées** en silice (**figure 1**). Les feldspathoïdes ne peuvent donc coexister avec le quartz. Une roche sans feldspathoïdes est ainsi une **roche saturée** en silice. Lorsque le quartz est en quantité appréciable, les roches sont dites sursaturées en silice. Elles définissent le vaste ensemble des granitoïdes.

Roches acides et basiques

Les qualificatifs **acide** et **basique** font référence à la teneur en silice (SiO_2) analysée (**figure 4**).

- Les roches ayant moins de 45 % de SiO_2 sont les roches **ultrabasiques**, avec l'exemple des péridotites.
- Les roches dont la teneur en silice est comprise entre 45 et 52 % sont les roches **basiques** avec l'exemple des basaltes et des gabbros.
- Les roches dont la teneur en silice est comprise entre 52 et 66 % sont les roches **intermédiaires** avec l'exemple des andésites et des diorites.
- Les roches dont la teneur en silice est supérieure à 66 % sont les roches **acides** avec l'exemple des rhyolites et des granites.

D'autres évolutions chimiques s'observent des roches basiques aux roches intermédiaires ou acides : les teneurs en calcium, en magnésium et, généralement, en fer décroissent alors que les teneurs en alcalins (sodium et potassium) s'accroissent (**figure 1**).

Basalte alcalin (exemple du basalte dit « demi-deuil »)

plagioclases olivines altérées pyroxènes pâte vacuoles

**Basalte alcalin (exemple du basalte dit « demi-deuil »)**

LPNA

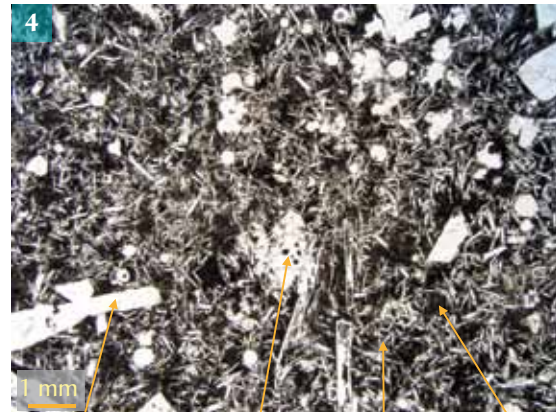


olivines plagioclases pyroxènes (clinopyroxènes de type augite) verre et microlites

LPA

**Basalte tholéiitique (MORB)**

LPNA



phénocristaux de plagioclases rares olivines en phénocristaux microlites de plagioclases, de pyroxènes verre avec oxydes

LPA

**Exemples de composition représentative d'un basalte alcalin et d'un basalte tholéiitique**

6

basalte alcalin basalte tholéiitique

SiO ₂	47,7	50,0	faible teneur en silice : roches basiques ; b. alcalin plus pauvre en silice que b. tholéiitique
TiO ₂	3,2	2,2	
Al ₂ O ₃	15,2	15,1	
Fe ₂ O ₃	2,3	3,8	teneurs importantes en Fe, Mg et Ca : minéraux ferromagnésiens et plagioclases calciques (An > 50)
FeO	8,7	7,4	
MnO	-	0,2	
MgO	9,7	7,0	
CaO	8,9	10,2	faibles teneurs en alcalins ; b. tholéiitique très pauvre en potassium
Na ₂ O	2,7	2,1	
K ₂ O	1,6	0,3	
P ₂ O ₅	-	0,3	
H ₂ O	-	1,6	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les basaltes sont des roches à texture **microlitique**, mélando- à mésocrates. Ils présentent parfois des caractères porphyriques, avec des phénocristaux blancs de **plagioclases**, noirs à vert sombre de **pyroxènes**, ou vert jaune d'**olivines** (parfois altérées et de couleur rouille) ([photo 1](#)).

Caractères microscopiques

Les basaltes sont caractérisés par la présence de **plagioclases** ($An > 50$) et de **clinopyroxènes** calciques de type **augite**. On observe également de nombreux minéraux opaques, de type oxydes de fer et de titane (titanomagnétite et ilménite). Il existe une grande variété de basaltes que l'on peut distinguer au plan minéralogique et géochimique.

Les **basaltes alcalins à olivine** contiennent un seul type de pyroxènes qui sont des clinopyroxènes calciques de type augite. L'olivine est commune, à la fois sous forme de phénocristaux et de cristaux de petite taille dispersés dans la pâte ([photos 2 et 3](#)). Ces basaltes alcalins peuvent renfermer des nodules de périclote.

Les **basaltes tholéïtiques** contiennent souvent, outre les clinopyroxènes (augite), des **orthopyroxènes** en petits cristaux dans la pâte. L'olivine est soit absente, soit rare et alors sous forme de phénocristaux peu abondants ([photos 4 et 5](#)). Il existe des **tholéïtes à olivine**, de caractères intermédiaires entre ces types de basaltes tholéïtiques et les basaltes alcalins.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogie

Basaltes **tholéïtiques** et basaltes **alcalins** peuvent se distinguer au plan minéralogique mais aussi au plan géochimique ([document 6](#)). Ce sont des roches **basiques**, riches en calcium et en éléments ferromagnésiens, comme le traduit la composition minéralogique. Les basaltes **tholéïtiques** contiennent généralement un peu plus de silice que les basaltes **alcalins** (50 % contre 45-47 % de SiO_2). Ils sont aussi un peu plus pauvres en éléments alcalins et notamment en potassium.

Gisements

Les basaltes sont des roches très abondantes, pouvant engendrer de très vastes épanchements.

Les **basaltes tholéïtiques** constituent notamment la partie supérieure de la **croûte océanique** et sont mis en place à l'axe des **dorsales** : ce sont les MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalts*). Ils peuvent aussi former des **plateaux océaniques** étendus et participer à la mise en place d'îles volcaniques intraplaques (exemple de l'archipel d'Hawaï). Ils représentent également des volumes spectaculaires en domaine **continental**, en générant les épais et vastes plateaux volcaniques que constituent les **trapps** (exemple du Deccan en Inde).

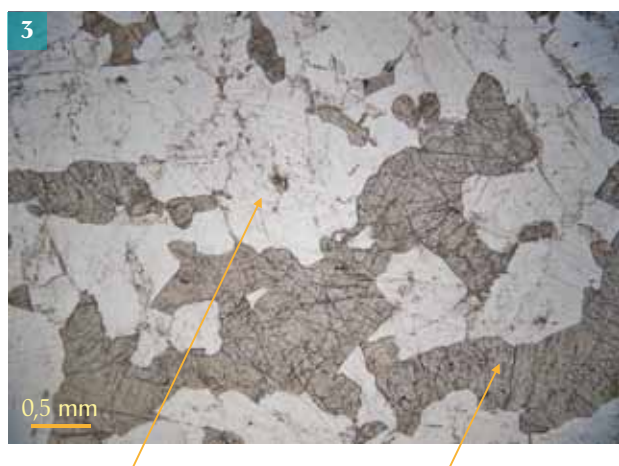
Les **basaltes alcalins** se rencontrent surtout en domaines **intraplaques**, **continentaux** ou **océaniques**. Le volcanisme de la chaîne des Puys dans le **massif Central** a produit des coulées majoritairement de basaltes alcalins. Les basaltes alcalins sont par ailleurs parmi les premières manifestations volcaniques observées dans un environnement de rifting continental.

Origine

Les basaltes sont d'origine **mantellique**, produits par **fusion partielle des périclotes**. Les différents types de basaltes peuvent résulter de **milieux sources différents** (hétérogénéités du manteau) et/ou de **taux de fusion variables** (entre quelques % et 20 %). Le taux de fusion des basaltes alcalins est plus faible que celui des basaltes tholéïtiques, ce qui rend compte de leur relative richesse en éléments incompatibles (à l'image du potassium). La zone de début de fusion oscille entre 70 et 150 km de profondeur selon les cas.

Gabbro**Gabbro**

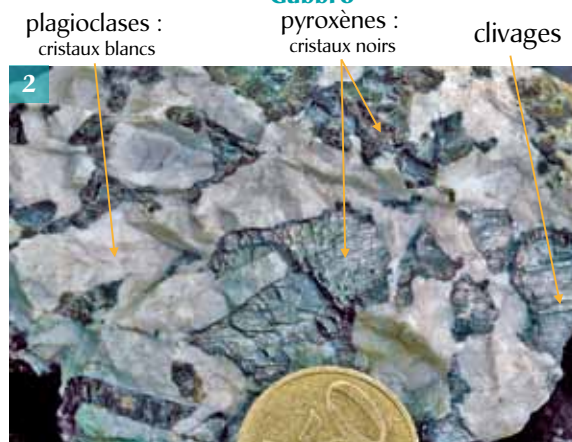
LPNA



plagioclases : plages claires,
macles polysynthétiques

pyroxènes : plages colorées,
relief moyen,
teintes vives (clinopyroxènes)

LPA

**Gabbro****Gabbro lité**

lits clairs de plagioclases

lits sombres de minéraux ferromagnésiens

**6 Exemple d'une composition
représentative d'un gabbro**

SiO ₂	47,3	roche basique
TiO ₂	2,3	
Al ₂ O ₃	15,9	
Fe ₂ O ₃	3,2	
FeO	8,9	
MnO	0,2	fortes teneurs en fer, magnésium et calcium : minéralogie dominée par les pyroxènes et les plagioclases proches du pôle anorthite (An > 50%)
MgO	6,6	
CaO	9,9	
Na ₂ O	3,7	
K ₂ O	1,7	faibles teneurs en alcalins
P ₂ O ₅	0,6	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les gabbros sont des roches à texture **grenue, mélando- à mésocrates** (photo 1). Ce sont des roches magmatiques **plutoniques**.

Le grain est très variable, avec des cristaux dépassant parfois le centimètre. Leur teinte générale est noire, plus ou moins mouchetée de zones blanches qui correspondent à des plagioclases. Du fait de l'altération, ces derniers présentent parfois des teintes verdâtres (photo 2).

Caractères microscopiques

Les gabbros sont caractérisés par la présence de **plagioclases** ($An > 50$) développés en lattes automorphes et de **minéraux ferromagnésiens** (photos 3 et 4).

Les **plagioclases** sont les minéraux clairs qui fondent la place des gabbros dans les **classifications** (voir par exemple la classification de Streckeisen).

Les minéraux **ferromagnésiens** les plus fréquents sont les **pyroxènes**, surtout de type **clinopyroxènes**. Les gabbros peuvent aussi renfermer des **orthopyroxènes** dont les teintes de polarisation sont moins vives. Ils contiennent également des **minéraux opaques**, de type oxydes de fer et de titane (titanomagnétite et ilménite) et renferment parfois des **olivines** qui peuvent être plus ou moins abondantes.

Autour des pyroxènes peuvent se développer des couronnes d'**amphiboles** (hornblendes généralement) qui traduisent une altération de la roche dans des conditions d'hydratation. Ces transformations affectent pour partie les gabbros océaniques lors de l'évolution divergente de la lithosphère à l'axe de la dorsale.

Les **microgabbros** ont une composition minéralogique analogue à celle décrite pour les gabbros mais qui s'exprime en une texture **microgrenue**.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

Les gabbros sont des roches **basiques** ($45 \% < SiO_2 < 52 \%$), présentant des pourcentages importants en calcium, fer et magnésium (document 6). Cette composition se traduit par la cristallisation de **plagioclases** plus proches du pôle anorthite (plagioclases calciques relativement pauvres en silice), de **clinopyroxènes** (pyroxènes calcoferromagnésiens), avec éventuellement des **orthopyroxènes** (pyroxènes ferromagnésiens) et de l'**olivine** (minéral ferromagnésien). Les gabbros sont pauvres en éléments alcalins (Na et K) ce qui se traduit par l'absence de feldspaths alcalins, notamment potassiques.

Gisements

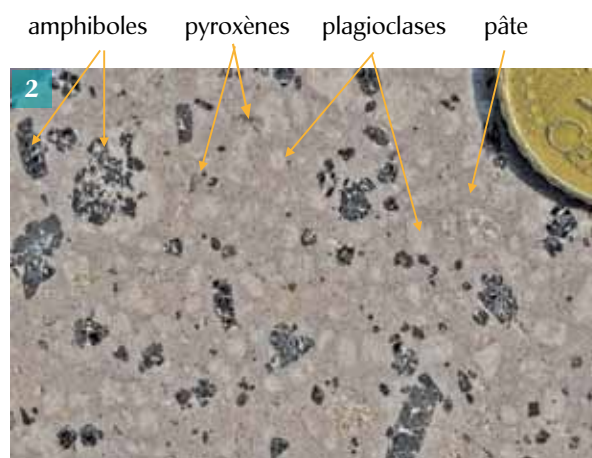
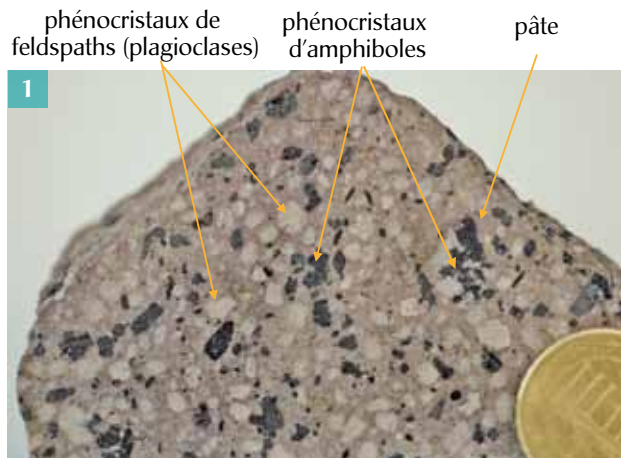
Les gabbros sont des constituants importants de la **croûte océanique**, en particulier dans le cas des dorsales rapides à forte activité magmatique. On les retrouve alors dans les **complexes ophiolitiques** sous forme de **gabbros lités** ou de **gabbros isotropes**, sans structure particulière. Les **gabbros lités** (photo 5) qui se situent dans les niveaux inférieurs de certains complexes ophiolitiques sont marqués par une alternance de lits, centimétriques à pluricentimétriques, de couleurs claire et sombre, qui correspondent à des zones respectivement concentrées en plagioclases (lits clairs) et en minéraux ferromagnésiens (lits sombres).

Les gabbros s'observent également en domaine **continental** sous forme de vastes intrusions. Ces intrusions peuvent s'accompagner de la mise en place de filons de microgabbros.

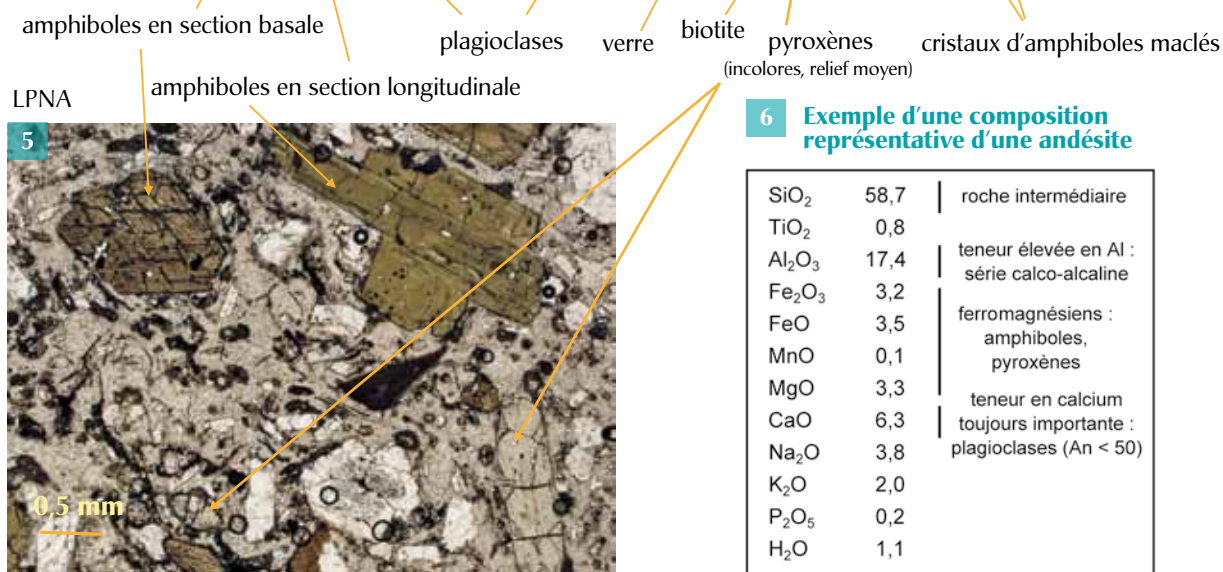
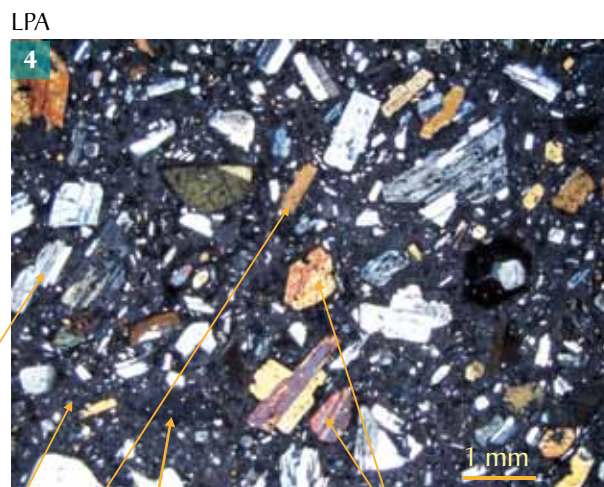
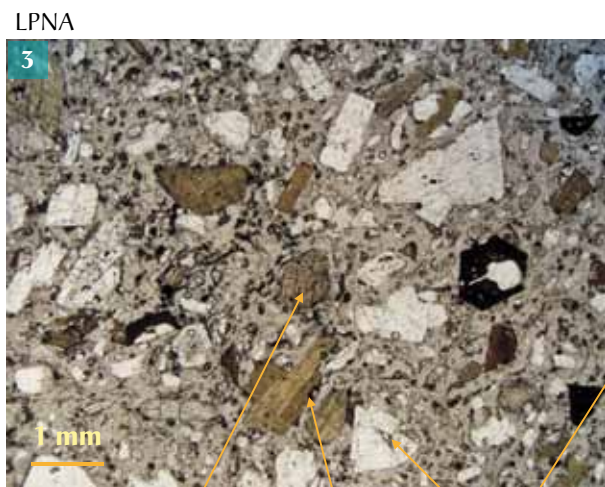
Origine

Les gabbros résultent de la cristallisation de magmas d'origine **mantellique**, produits par **fusion partielle de péridotites**.

Andésite



Andésite observée au microscope



6 Exemple d'une composition représentative d'une andésite

SiO ₂	58,7	roche intermédiaire
TiO ₂	0,8	
Al ₂ O ₃	17,4	teneur élevée en Al : série calco-alcaline
Fe ₂ O ₃	3,2	
FeO	3,5	ferromagnésiens : amphiboles, pyroxènes
MnO	0,1	
MgO	3,3	teneur en calcium toujours importante : plagioclases (An < 50)
CaO	6,3	
Na ₂ O	3,8	
K ₂ O	2,0	
P ₂ O ₅	0,2	
H ₂ O	1,1	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les andésites sont des roches à texture microlitique, de couleur grise et généralement claire : ce sont des **roches volcaniques**. La **texture** est fréquemment **porphyrique** avec des phénocristaux blancs de plagioclases et des cristaux plus sombres, brunâtres à noirs, d'amphiboles, de pyroxènes ou de biotite ([photos 1 et 2](#)).

Caractères microscopiques

Les cristaux les plus abondants au sein du verre sont les **plagioclases** qui apparaissent souvent en phénocristaux, parfois zonés. La présence de ce seul type de minéraux blancs conduit à rapprocher dans certaines classifications les andésites des basaltes (voir la classification de Streckeisen). Elles s'en distinguent cependant par leur composition géochimique globale ([document 6](#)), par la nature des plagioclases ([document 6](#)) et par celle des minéraux sombres. Parmi ceux-ci, peuvent s'observer fréquemment des **amphiboles** (de type hornblende) : elles se reconnaissent à leur pléochroïsme en **LPNA**, leurs clivages à 120 °C en sections basales ([photos 3, 4 et 5](#)). Elles sont souvent accompagnées de **biotite**, en baguettes brunes, pléochroïques, avec un clivage. En **LPA**, les sections dont le clivage est orienté parallèlement au fil du réticule apparaissent éteintes.

Les andésites renferment aussi fréquemment des **pyroxènes** ([photo 5](#)) qui peuvent être des ortho- ou des clinopyroxènes. La distinction ne peut être faite que sur les sections les plus grandes, les orthopyroxènes polarisant dans des teintes moins vives avec des sections éteintes lorsque les clivages s'alignent avec le fil vertical du réticule. Des oxydes complètent la composition minéralogique.

Les équivalents plutoniques des andésites sont les **diorites**.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

Les andésites sont des roches **intermédiaires** ($52 \% < \text{SiO}_2 < 66 \%$) : elles apparaissent donc nettement plus riches en silice que les basaltes. Elles présentent des pourcentages importants en calcium ([document 6](#)). Cette composition se traduit notamment par la cristallisation de **plagioclases** de composition intermédiaire, souvent plus proches cependant du pôle albite ($\text{An} < 50$). À la différence des basaltes, les minéraux sombres sont plus fréquemment des amphiboles ou des biotites, minéraux hydroxylés dont l'abondance peut refléter l'**hydratation** du magma qui les a engendrés (au moins 3 % H_2O). La composition chimique rattache les andésites aux séries magmatiques **calco-alkalines**, avec des teneurs en aluminium (17 à 18 %) souvent plus importantes que celles des autres séries.

Gisements

Les andésites sont des constituants majeurs du volcanisme des **zones de subduction**. Les andésites à amphibole et biotite sont fréquentes dans les marges **continentales actives** (exemple du volcanisme de la cordillère des Andes). Les andésites sont aussi produites dans les **arcs insulaires** (exemple de l'arc Caraïbes), avec alors davantage de pyroxènes. Ces laves généralement peu fluides sont à l'origine de **dynamismes éruptifs** plutôt **explosifs**.

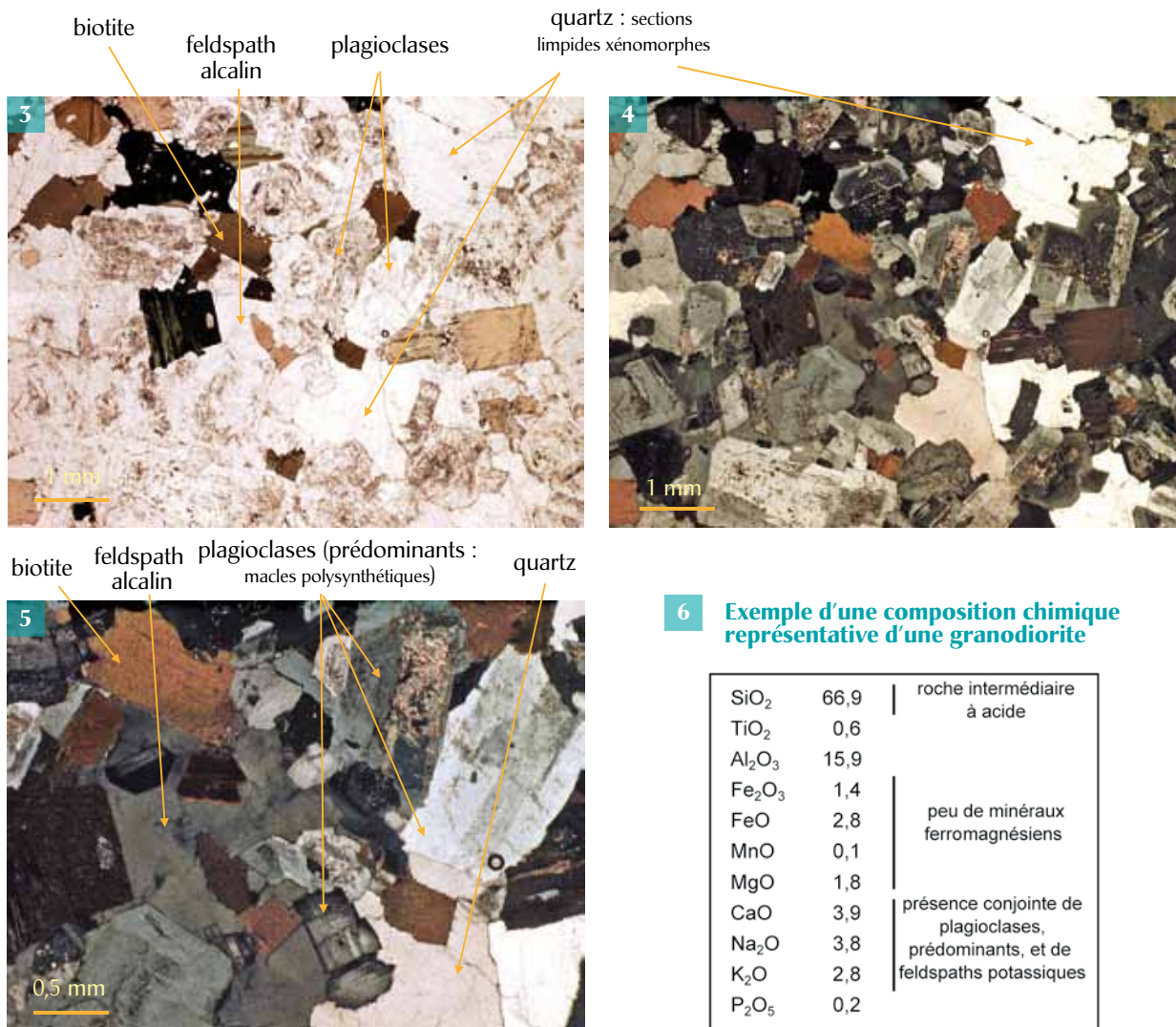
Origine

Ce volcanisme est à relier à la **fusion partielle** du manteau situé au-dessus de la plaque en subduction par venue d'eau libérée lors du métamorphisme de la plaque subduite. Les magmas produits sont alors grandement modifiés par différents processus (**cristallisation fractionnée**, **contamination**), d'effets variables selon le contexte géodynamique. Ceux-ci sont ainsi beaucoup plus marqués dans les marges continentales actives que dans les arcs insulaires établis en domaine océanique.

Granodiorite



Granodiorite observée au microscope



6 Exemple d'une composition chimique représentative d'une granodiorite

SiO ₂	66,9	roche intermédiaire à acide
TiO ₂	0,6	
Al ₂ O ₃	15,9	peu de minéraux ferromagnésiens
Fe ₂ O ₃	1,4	
FeO	2,8	
MnO	0,1	
MgO	1,8	présence conjointe de plagioclases, prédominants, et de feldspaths potassiques
CaO	3,9	
Na ₂ O	3,8	
K ₂ O	2,8	
P ₂ O ₅	0,2	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les granodiorites sont des roches à **texture grenue** : ce sont des **roches plutoniques**. L'observation fait apparaître de nombreux cristaux de **feldspaths** blancs et des cristaux de **quartz** transparents, à allure de gros sel. (photos 1 et 2). Les minéraux sombres sont de couleur noire à vert foncé. Ce sont le plus fréquemment des **amphiboles** en prismes trapus et des **biotites**, en lamelles brillantes. L'ensemble de ces cristaux donne à la roche une couleur moyennement foncée. Les granodiorites sont des roches **saturées** en silice (présence de quartz) et s'inscrivent dans les **granitoïdes** (roches magmatiques plutoniques saturées et à feldspaths alcalins).

Caractères microscopiques

Le **quartz** est abondant : il forme des sections généralement xénomorphes, très limpides en LPNA, avec des teintes de polarisation basses en LPA (photos 3 et 4). Les **feldspaths** se distinguent du quartz par l'aspect pous-siéreux des sections qui sont généralement de plus grande taille et en partie automorphes. Ils sont de deux types, avec des feldspaths potassiques ou **orthose** et des **plagioclases** relativement proches du pôle albite ($10 < An < 50$). Ces derniers se distinguent surtout par la présence de macles polysynthétiques et sont parfois zonés. La petite taille de certaines sections, dépourvues de macles, rend la distinction parfois difficile, ne portant alors que sur une différence de relief, celle du plagioclase étant un peu supérieure à celle de l'orthose et du quartz. (photos 3 et 5).

Les minéraux sombres sont d'ordinaire des **amphiboles** (hornblendes) montrant un pléochroïsme net en LPNA avec des teintes variant du vert sombre au brun. Elles sont fréquemment accompagnées de **biotite**. Des **pyroxènes** peuvent aussi s'observer.

La richesse en quartz des **granodiorites** (jusqu'à 20 à 30 %) ne permet pas de les distinguer des **granites**. Elles se situent au même niveau des classifications au regard du quartz. La différence porte sur la nature des feldspaths, principalement de type alcalin potassique dans les granites alors que les plagioclases prédominent dans les granodiorites. La richesse en quartz sépare par ailleurs les granodiorites des **diorites**, qui en sont dépourvues (ou presque). Les équivalents volcaniques des granodiorites sont les **dacites**.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

Les granodiorites sont des **roches intermédiaires à acides** (SiO_2 proche de 66 %) (document 6), **sursaturées** en silice ce qu'atteste la présence de quartz. Les teneurs en calcium et en alcalins rendent bien compte de la présence conjointe des plagioclases, prédominants, et des feldspaths potassiques.

Gisements

Les granodiorites sont des roches plutoniques mises en place en intrusions de grande taille, ou **batholites**, dans les marges actives continentales (exemple des batholites mésozoïques et cénozoïques de la Sierra Nevada en Amérique du Nord ou de certains batholites des Andes). Ces intrusions se rattachent comme les **andésites** à la série **calco-alcaline** et ont valeur de chambres magmatiques ayant alimenté un volcanisme andésitique à dacitique ultérieurement érodé. Les granodiorites marquent de manière générale les **ceintures orogéniques**. On note en France les granodiorites de Normandie liées à l'orogénèse **cadomienne**.

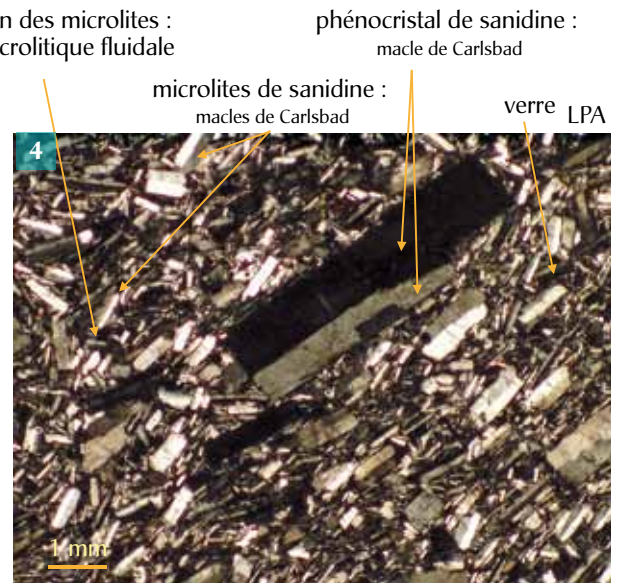
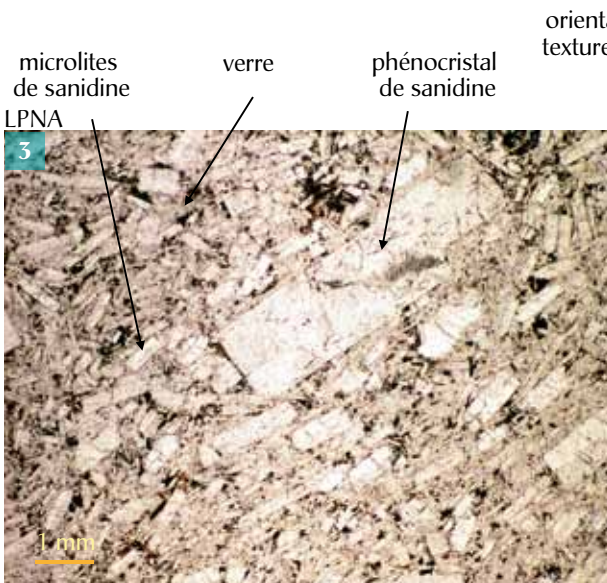
Origine

Les magmas d'origine résultent de la **fusion partielle** du manteau situé au-dessus de la plaque en subduction. Ils sont alors grandement modifiés par différents processus (**crystallisation fractionnée**, **contamination**) avant de cristalliser au sein de la croûte continentale.

Trachyte



Trachyte observé au microscope



Cristaux de sanidine isolés

deux cristaux de sanidine
présentant une macle de Carlsbad



6 Exemple d'une composition représentative d'un trachyte

SiO ₂	62,3	roche intermédiaire
TiO ₂	0,7	
Al ₂ O ₃	17,3	
Fe ₂ O ₃	3,0	
FeO	2,3	faibles teneurs en magnésium, fer et calcium : roche différenciée
MnO	0,2	
MgO	0,9	
CaO	2,4	
Na ₂ O	5,6	teneurs élevées en alcalins : minéralogie dominée par la sanidine
K ₂ O	5,1	
P ₂ O ₅	0,2	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les trachytes sont des roches **leucocrates** de couleur blanchâtre à grisâtre ([photo 1](#)). Ils montrent le plus souvent des cristaux blancs visibles à l'œil nu, dispersés dans une pâte (ou mésostase) non cristallisée en apparence ([photo 2](#)) : leur texture est **microlitique**. Ce sont des roches magmatiques **volcaniques**. Les phénocristaux blancs peuvent être centimétriques ce qui détermine alors une **texture porphyrique**.

Ces phénocristaux présentent souvent des macles de type Carlsbad : ce sont des feldspaths potassiques. Il s'agit de **sanidine**, forme de haute température des feldspaths alcalins, qu'il est possible de retrouver parfois en cristaux isolés et maclés ([photo 5](#)).

On peut aussi souvent observer des paillettes noires, brillantes, parfois hexagonales, de faible dureté (test à l'épingle), de **biotite**.

Caractères microscopiques

La roche est constituée de très nombreux microlites alignés selon des orientations communes et laissant peu de place au verre : la **texture** est microlitique **fluidale**, encore appelée texture **trachytique** ([photos 3 et 4](#)). Ces orientations traduisent l'écoulement du magma lors de sa mise en place et de sa solidification.

Ces microlites montrent souvent, à l'image des phénocristaux, des associations de deux cristaux correspondant à des macles de Carlsbad : ce sont des **microlites** de **sanidine** ([photos 3 et 4](#)).

La sanidine peut être accompagnée de cristaux de **plagioclases sodiques** (albite).

Cette richesse en **feldspaths alcalins** détermine la place des trachytes dans les **classifications** (voir par exemple la classification de Streckeisen).

Les minéraux sombres sont peu abondants, le principal étant la **biotite**. Le quartz peut être présent dans certains trachytes mais en très petits cristaux dans la mésostase seulement.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogie

Les trachytes sont des **roches intermédiaires** ($52 \% < \text{SiO}_2 < 66 \%$) ([document 6](#)), généralement riches en **alcalins**, ce qui se traduit par une composition minéralogique largement dominée par les **feldspaths alcalins** de type sanidine, éventuellement accompagnés de plagioclases proches du pôle albite.

Leurs teneurs en calcium, fer et magnésium sont très faibles, en relation avec le développement modeste des minéraux sombres.

Les équivalents plutoniques des trachytes sont les **syénites**.

Gisements

Les trachytes sont des roches volcaniques résultant de la solidification de **laves visqueuses**. Cette viscosité élevée limite l'écoulement et produit des édifices en **dômes** ou en **aiguilles**. On retiendra l'exemple du trachyte du Puy de Dôme ou du Puy de Sancy dans le massif Central.

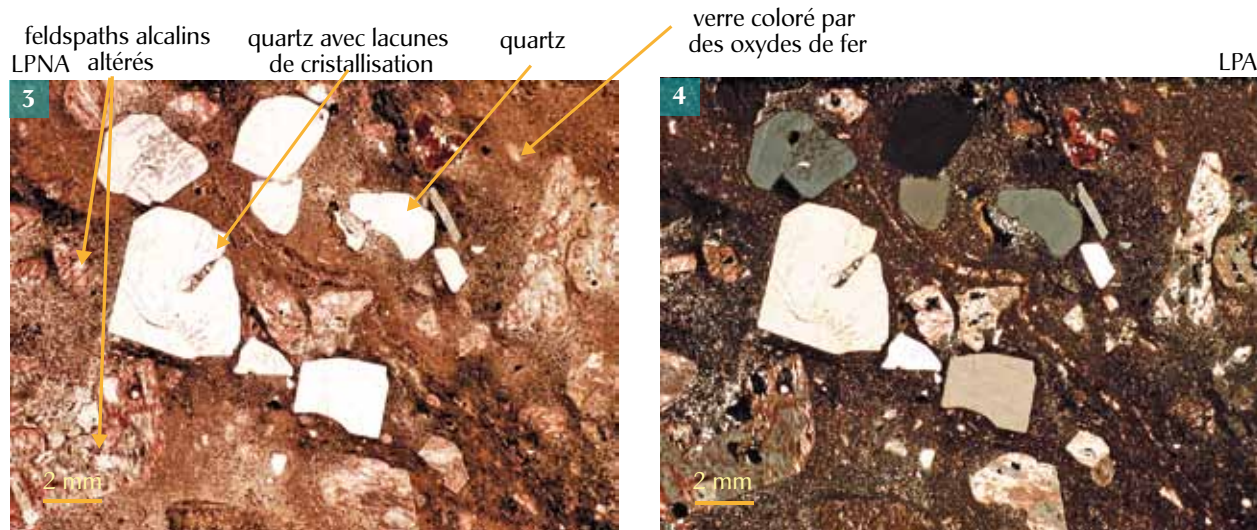
Origine

Les trachytes sont des **roches volcaniques différenciées**. Les liquides trachytiques peuvent résulter de la différenciation de magmas initialement basiques. Un exemple bien argumenté est celui des **trachytes de la chaîne des Puys** (Puy de Dôme). Ceux-ci sont en faible volume et sont associés à des produits moins différenciés, plus abondants et qui présentent un ensemble de compositions minéralogiques et chimiques continues entre basaltes et trachytes. Ces derniers sont alors interprétés comme le terme d'une **série magmatique alcaline** se différenciant par cristallisation fractionnée d'un magma initialement basaltique (voir [fiche 57](#)).

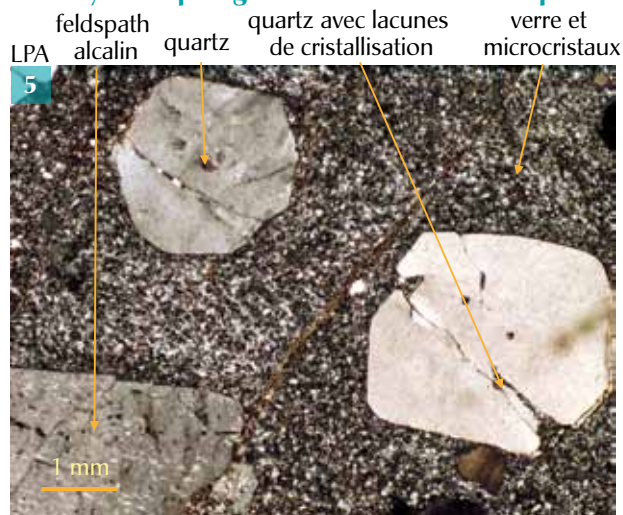
Rhyolite



Rhyolite à pâte rouge observée au microscope



Rhyolite à pâte grise observée au microscope

6 Exemple d'une composition
représentative d'une rhyolite

SiO ₂	74,0	roche acide, saturée en silice : présence de quartz
TiO ₂	0,3	
Al ₂ O ₃	13,5	
Fe ₂ O ₃	1,5	roche pauvre en ferromagnésiens
FeO	1,1	
MnO	0,1	
MgO	0,4	roche alcaline : feldspaths potassiques et plagioclases sodiques
CaO	1,2	
Na ₂ O	3,6	
K ₂ O	4,4	
P ₂ O ₅	0,1	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les rhyolites sont des roches à **texture microlitique**, dont le verre, abondant, est parfois de teinte grise mais plus fréquemment **rouge** : ce sont des **roches volcaniques**. Les phénocristaux sont plus ou moins abondants selon les roches ([photos 1 et 2](#)) : on peut observer des tablettes d'un blanc rosé de **feldspaths alcalins** (sanidine et plagioclase), des cristaux vitreux de **quartz**, dont l'aspect parfois est assombri par la couleur du verre qui les entoure, et des **minéraux sombres** (biotite, amphiboles) pouvant être altérés en chlorite.

Caractères microscopiques

Les phénocristaux de **quartz** apparaissent sous forme de sections automorphes, transparentes et limpides ([photo 3](#)). Ils présentent souvent un aspect typique, avec un contour sinueux et des rentrants constituant des golfes. Ceux-ci traduisent des irrégularités de croissance du cristal ([photos 3 et 5](#)).

Les autres phénocristaux sont des **feldspaths**, développés en sections automorphes, souvent plus allongées et d'aspect poussiéreux ([photos 3 et 4](#)). Il est possible d'y distinguer deux types en fonction des macles visibles en LPA ; le plus abondant est la **sanidine**, identifiable à la macle de Carlsbad ; l'accompagne éventuellement un **plagioclase sodique**, de type albite, à macle polysynthétique.

On observe également d'autres minéraux comme des **amphiboles** ou des **biotites**. Les cristaux sont alors souvent altérés, avec le développement de **chlorite**.

Le verre est fréquemment coloré en **rouge**, du fait de la présence d'oxydes de fer ([photo 3](#)). Il peut être de couleur grisâtre à verdâtre ([photo 5](#)).

Les équivalents plutoniques des rhyolites, de même composition minéralogique mais à texture grenue, sont les **granites**.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

Les rhyolites sont des roches **acides** ($\text{SiO}_2 > 66 \%$) ([document 6](#)), **sursaturées** en silice, ce qui est attesté par l'abondance de quartz. Ce sont des roches **différenciées** dont la richesse en alcalins se traduit par la présence de feldspaths potassiques et sodiques. Les teneurs en calcium, fer et magnésium sont faibles.

Les proportions relatives de cristaux et de verre sont variables selon les rhyolites : certaines ont une **texture entièrement vitreuse**, comme l'**obsidienne**. Ces roches ne sont rattachées au champ des rhyolites qu'en raison de leur composition chimique.

Gisements

Les rhyolites sont des roches volcaniques relativement abondantes dans les **zones de subduction**, notamment au niveau des marges actives continentales. Elles y sont associées aux **andésites** et marquent le terme de la **série calco-alcaline**. Ces laves sont visqueuses, à l'origine de dômes ou de coulées courtes et épaisses. Ces magmas différenciés riches en gaz engendrent aussi fréquemment de vastes nappes d'**ignimbrites**, mises en place par les nuées ardentes. Les rhyolites s'observent aussi dans d'autres environnements, sous forme de produits **différenciés** en faible volume des séries **alcalines** (domaines intraplaques) ou **tholéiitiques**.

Origine

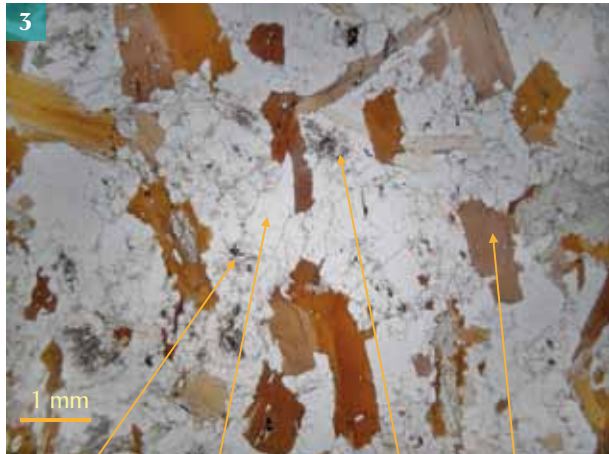
Les magmas rhyolitiques résultent le plus souvent de processus de différenciation (cristallisation fractionnée, contamination) dont les mécanismes et l'ampleur diffèrent selon l'environnement géodynamique. Elles peuvent parfois correspondre à l'arrivée en surface de magmas de composition granitique, produits par fusion crustale. C'est par exemple le cas des rhyolites hercyniennes tardi-orogéniques.

Échantillons de deux granites



Observation microscopique d'un granite

LPNA



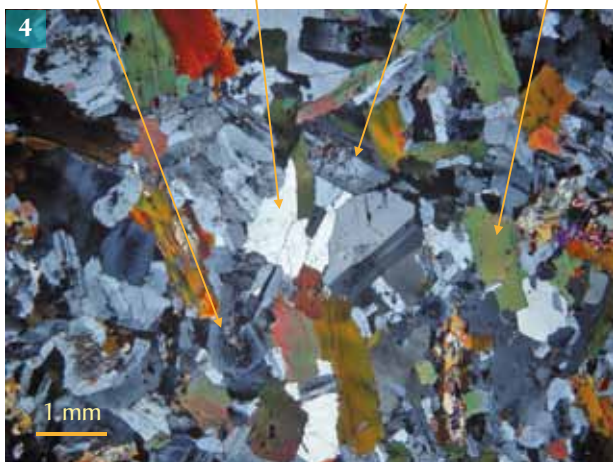
quartz : plages limpides, biréfringence faible

biotite : colorée, teintes vives, aspect moiré

feldspaths potassiques : aspect poussiéreux

plagioclases : aspect poussiéreux, macles polysynthétiques

LPA



Structure perthitique dans un granite

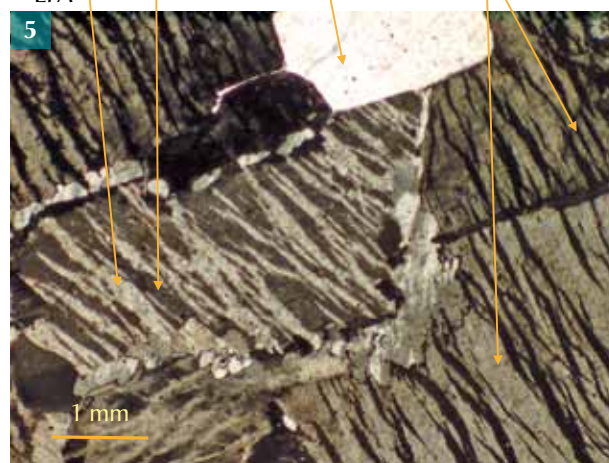
cristal de feldspath alcalin avec : autres cristaux de feldspaths perthitiques

plages d'orthose

plages d'albite

quartz

LPA



6 Exemple d'une composition représentative d'un granite

SiO ₂	73,9	roche acide, sursaturée en silice : abondance de quartz
TiO ₂	0,2	
Al ₂ O ₃	13,7	
FeO ^T	1,8	roche pauvre en calcium, fer et magnésium : roche différenciée
MnO	0,1	
MgO	0,3	
CaO	0,7	
Na ₂ O	3,5	roche riche en alcalins : minéralogie dominée par les feldspaths alcalins
K ₂ O	5,1	
P ₂ O ₅	0,1	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les granites sont des roches **plutoniques** à **texture grenue, leucocrates**. Leur couleur peut être variée, parfois blanche, grise ou rose. Le grain est très variable, avec des cristaux dépassant parfois le centimètre. Tous les cristaux peuvent être de taille homogène, ce qui donne une **texture équate**. Certains minéraux sont parfois d'une taille très supérieure aux autres ce qui détermine une texture **porphyroïde**.

La minéralogie est dominée par le **quartz** et les **feldspaths alcalins**. Le quartz apparaît sous forme de cristaux grisâtres, plus ou moins transparents et à aspect de gros sel ([photos 1 et 2](#)). Les feldspaths présentent des couleurs variées, du blanc au rose voire au vert. Les gros cristaux de feldspaths potassiques s'identifient souvent à la présence de **macles de Carlsbad** ([photo 2](#)) et à la différence de brillance des plans de clivage qu'elles engendrent. On peut observer également des minéraux sombres qui sont le plus fréquemment de la **biotite**, formant alors des paillettes noires brillantes, ou de l'**amphibole**. Certains granites sont riches en **muscovite**, en paillettes brillantes d'un blanc nacré.

Caractères microscopiques

Le **quartz** apparaît sous forme de plages très transparentes en LPNA et ayant une faible biréfringence en LPA ([photos 3 et 4](#)). Les cristaux de quartz sont généralement xénomorphes, en amas interstitiels entre les autres cristaux. Ces caractères résultent de la cristallisation tardive du quartz.

Les **feldspaths** forment des cristaux plus automorphes. En LPNA, ils se distinguent du quartz par leur caractère poussiéreux lié à leur altération. Les **feldspaths potassiques** montrent parfois des macles de Carlsbad alors que les **plagioclases sodiques** se distinguent par leur macle polysynthétique. Dans de nombreux granites, ne s'observe principalement qu'un seul type de feldspaths avec des structures de perthites ou de **microperthites**, selon leur taille, et où alternent dans un même cristal des plages d'albite et d'orthose ([photo 5](#)).

Biotite et (ou) **amphibole** sont identifiables par leurs teintes vives de polarisation et leurs clivages.

Il existe une grande variété de granites qui diffèrent par les pourcentages relatifs des feldspaths potassiques et des plagioclases, et par la nature des minéraux accessoires (amphiboles, micas...). Les granites à deux micas dits leucogranites sont fréquents.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogie

Les granites sont des roches **acides** ($\text{SiO}_2 > 66\%$), sursaturés en silice ce qui explique la cristallisation abondante de quartz ([document 6](#)). Ils sont riches en **alcalins** (Na et K) ce qui se traduit par le fort pourcentage de feldspaths alcalins de type orthose ou de plagioclase proche du pôle albite. Leurs teneurs en calcium, fer et magnésium sont très faibles, en relation avec le faible développement des minéraux sombres. La cristallisation de muscovite traduit une richesse particulière en alumine (Al_2O_3).

Gisements

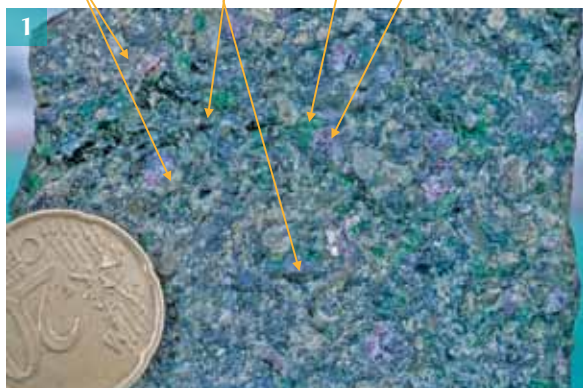
Les granites sont des constituants abondants de la **croûte continentale**. Ils cristallisent à quelques kilomètres de profondeur, donnant des **intrusions** de géométries et d'extension variées. Celles-ci sont mises à l'affleurement par l'érosion. Ces intrusions sont généralement entourées d'une **auréole de métamorphisme** de contact qui permet de **dater** relativement la mise en place du magma. Certains massifs granitiques ont des limites moins nettes, passant graduellement à des formations métamorphiques de type gneiss.

Origine

L'origine des granites est très diverse. Ils peuvent provenir de la fusion de la croûte continentale (**anatexie crustale**). Ils ont dans d'autres cas une origine mantellique ou mixte et découlent de processus de **différenciation** de magmas initialement basiques vers des compositions acides.

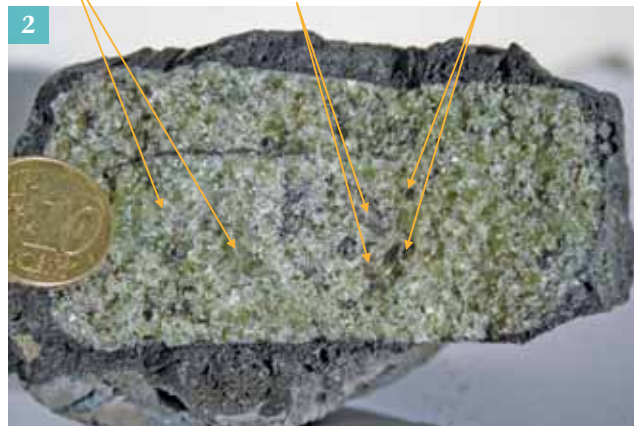
Péridotite (de type lherzolite)

olivines : cristaux vert clair
pyroxènes, ici vert dense (clinopyroxènes)
pyroxènes noirs (orthopyroxènes)
grenat
absence de minéraux clairs



Nodule de péridotite dans un basalte

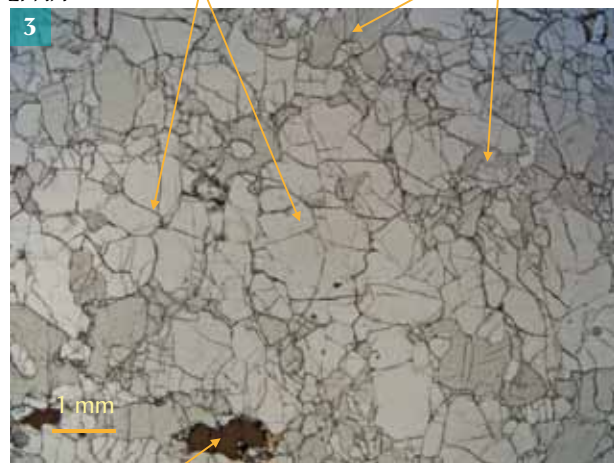
olivine : cristaux vert clair
pyroxènes : cristaux vert sombre (clinopyroxènes)
pyroxènes : cristaux noirs (orthopyroxènes)



Péridotite (ici de type lherzolite)

olivines : sections claires, cassures, teintes vives en LPA

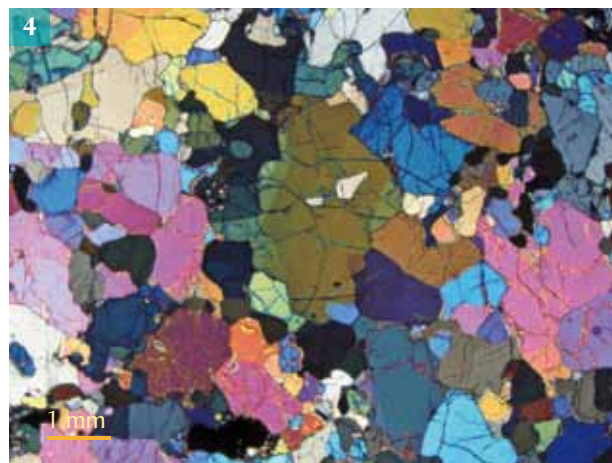
LPNA



spinelle

pyroxènes : clinopyroxènes : sections plus colorées, clivages, teintes vives en LPA ;
orthopyroxènes : teintes moins vives en LPA,
extinction des sections droite par rapport aux clivages

LPA



5 Caractères minéralogiques des péridotites

	lherzolite	harzburgite	dunite
olivine	60-70 %	70-80 %	95 %
orthopyroxène	20 %	20 %	
clinopyroxène	5-10 %	0-5 %	
minéral alumineux	5-10 % plagioclase < 30 km 30 < spinelle < 75 km grenat > 75 km	5 % spinelle	5 % spinelle

6 Exemple d'une composition représentative d'une péridotite

SiO ₂	45,4	roche ultrabasique
TiO ₂	0,4	
Al ₂ O ₃	4,4	
Fe ₂ O ₃	5,1	
FeO	7,4	
MnO	0,2	roche très riche en magnésium (et fer) : abondance d'olivines magnésiennes
MgO	30,3	
CaO	5,7	
Na ₂ O	0,6	roche très pauvre en alcalins dont le potassium
K ₂ O	0,3	
P ₂ O ₅	0,1	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les péridotites sont des roches à **texture grenue** formées de minéraux sombres et colorés, sans minéraux blancs : ce sont des roches **holomélancrates** (photo 1). Dans les **nodules de péridotites** contenus dans certains basaltes, il est possible de distinguer des cristaux noirs ou vert sombre de **pyroxènes** (ortho- et clinopyroxènes) et des cristaux plus transparents, de couleur vert clair d'**olivines** (photo 2).

Caractères microscopiques

Les péridotites montrent un ensemble de phénocristaux qui sont essentiellement :

- des **olivines** : celles-ci apparaissent en LPNA (photo 3) sous forme de cristaux très faiblement colorés, comportant des cassures grossières. Ils présentent en LPA (photo 4) des teintes de polarisation très vives. Ces olivines peuvent être plus ou moins altérées en serpentines.
- des **pyroxènes**, qui apparaissent en LPNA (photo 3) en cristaux colorés, de rosâtres à brunâtres, avec des clivages. En LPA (photo 4), certains ont des teintes de polarisation de bas degré et sont des orthopyroxènes. D'autres ont des teintes de polarisation de degré plus élevé et sont des clinopyroxènes.

L'absence de minéraux clairs et l'abondance d'olivines et de pyroxènes ne permettent pas de situer ces roches dans les classifications classiques fondées sur les minéraux clairs. On les place dans une **autre classification**, fondée sur les proportions relatives en **olivines**, **clinopyroxènes** et **orthopyroxènes**. Celle-ci conduit à distinguer au moins trois types de péridotites, appelées **lherzolite**, **harzburgite** et **dunite** (document 5).

On observe (photos 3 et 4) un autre minéral faiblement représenté : celui-ci apparaît brun foncé en LPNA et à extinction constante en LPA ; il s'agit d'un minéral alumineux, le **spinelle** (de formule MgAl_2O_4). Celui-ci ne s'observe pas dans toutes les péridotites ; d'autres péridotites contiennent une phase alumineuse différente sous forme d'un peu de **plagioclases** ou d'un autre minéral, le **grenat** (photo 1). Celui-ci s'observerait en cristaux globuleux, de couleur rouge brique, à fort relief en LPNA et à extinction constante en LPA.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

Les péridotites sont des **roches ultrabasiques** ($\text{SiO}_2 < 45 \%$), présentant des pourcentages très importants en magnésium (document 6). Cette composition se traduit par la prédominance d'olivines magnésiennes, accompagnées de pyroxènes. Plagioclases, grenat ou spinelle constituent des phases alumineuses peu abondantes. Les éléments alcalins sont très faiblement représentés, notamment dans les **harzburgites** les plus appauvries en potassium.

Gisements

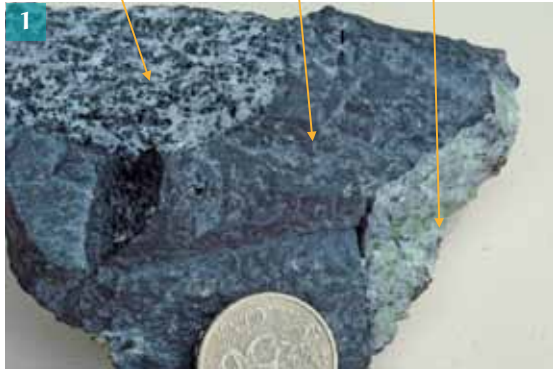
Les péridotites sont les roches constitutives du manteau ; ces **roches mantelliques** ne sont donc pas magmatiques. Leur composition minéralogique peut varier selon la profondeur qui modifie la nature de la phase alumineuse stable : plagioclase pour des profondeurs inférieures à 30 km, spinelle entre 30 et 75 km, grenat au-delà de 75 km (document 5). Outre leurs gisements en nodules dans les basaltes, les péridotites s'observent plus fréquemment à la base des **complexes ophiolitiques** où elles sont représentées par des lherzolites ou des harzburgites. La **fusion partielle** des péridotites alimente la production des liquides basaltiques. Les différents types de péridotites peuvent alors être mis en relation avec des conditions de fusion différentes. Certaines péridotites résultent parfois de **processus magmatiques**, par cristallisation fractionnée et accumulation d'olivines et de pyroxènes dans des chambres magmatiques basiques.

Enclaves et origine des magmas

enclave de granulite :
croûte continentale inférieure

basalte

nodule de péridotite :
manteau supérieur



Enclaves et mise en place du magma

enclaves anguleuses d'encaissant :
roche sédimentaire ; grauwwacke

granite



Enclaves et mise en place d'intrusions successives

enclave anguleuse de granite à gros grain

granite à grain fin :
mise en place postérieure



Enclaves et processus pétrogénétiques

enclave surmicacée :
résidus de fusion

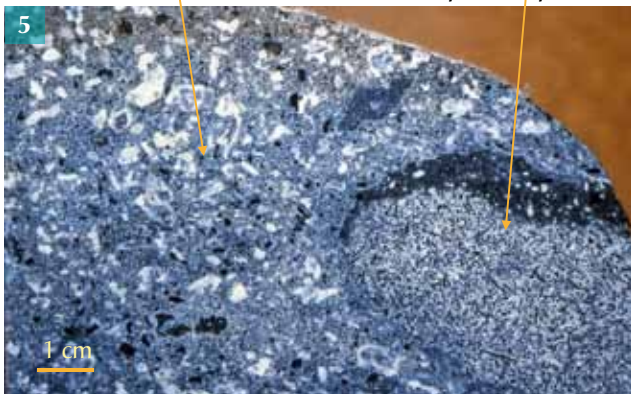
granite :
cristallisation du liquide



Enclaves et processus pétrogénétiques

roche différenciée (syénite)

enclave hétérogène
de composition plus basique



Assemblage de xénocristaux dans une syénite

LPNA

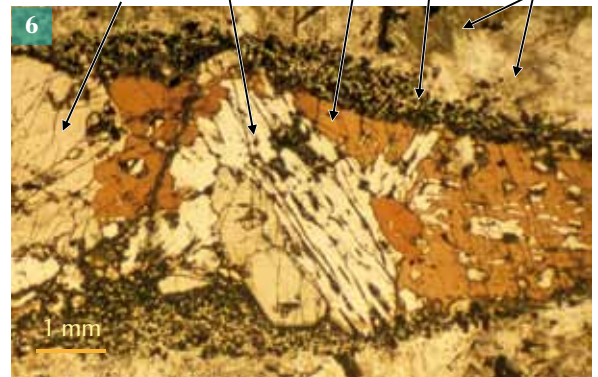
pyroxène magnésien

plagioclase calcique

amphibole brune

couronne d'opaques et d'amphiboles tardives

minéraux de la syénite



Caractères généraux

Les **enclaves** désignent des blocs ou des fragments de roches de natures diverses qui ont été emballés dans le magma et se trouvent aujourd'hui englobés dans la roche magmatique solidifiée. La taille des enclaves, appelées parfois xénolithes, est très variable, allant de blocs de plusieurs m³ jusqu'à des cristaux isolés, nommés xénocristaux. Les enclaves sont de manière générale **antérieures** à la roche qui les contient. Leur signification est cependant diverse.

Enclaves et origine des magmas

Certaines enclaves peuvent constituer des témoins de **milieux** où le magma a pris **naissance** ou de ceux qu'il a **traversés** lors son ascension. C'est par exemple le cas des **nodules de péridotites** fréquemment échantillonnés dans les basaltes alcalins et représentant des témoins du manteau supérieur dont la fusion partielle a engendré le magma basaltique. Ils peuvent être accompagnés d'autres enclaves, comme des enclaves de **granulites** issues de la croûte continentale inférieure traversée par le magma ([photo 1](#)).

Enclaves et mise en place des magmas

Les bordures d'une intrusion magmatique révèlent souvent l'existence d'enclaves anguleuses de **roches encaissantes**, séparées par des filons plus ou moins larges de la roche magmatique ([photo 2](#)). Ces enclaves correspondent ainsi à des blocs d'**encaissants** qui se détachent dans le magma lors de la mise en place de celui-ci au niveau de la chambre magmatique (phénomène de « magmatic-stopping »).

Dans les complexes magmatiques formés de **plusieurs intrusions**, les roches cristallisées en premier sont parfois reprises en enclaves dans les faciès mis en place ultérieurement ; l'étude des enclaves permet ainsi d'établir une **chronologie relative** de mise en place des intrusions. Des enclaves anguleuses traduisent que le premier faciès était entièrement cristallisé lors de la mise en place du second ([photo 3](#)).

Enclaves et processus pétrogénétiques

La présence de certaines enclaves est liée à des processus ayant affecté l'histoire du magma mis en place.

Dans certains **granites** riches en micas (par exemple, les granites alumineux dits leucogranites), il est fréquent d'observer des enclaves très sombres correspondant à des concentrations de biotite, accompagnée souvent de muscovite et d'autres minéraux alumineux (cordiérite ou sillimanite). Ces enclaves, dites **surmicacées** ([photo 4](#)), sont interprétées comme des **résidus de fusion** de gneiss ayant subi l'anatexie. Celle-ci a généré le liquide de composition granitique et produit ces restes réfractaires entraînés ensuite par le magma.

De nombreuses roches magmatiques peuvent aussi contenir des **enclaves d'origine magmatique**, aux contours nets et dont la composition est toujours plus **basique** que celle de la roche qui les enclave ([photo 5](#)). Ces enclaves basiques traduisent alors des stades plus précoces de la **différenciation** d'un magma et constituent des témoins de **fractions** produites par cristallisation fractionnée, initialement séparées du magma mais dont certains blocs sont entraînés par les liquides résiduels. Les minéraux de ces enclaves ayant cristallisé précocement ont des températures de fusion supérieures à celles des liquides résiduels, ce qui explique que les enclaves ne puissent y fondre. Le matériel enclavé se trouve soit en équilibre chimique dans le liquide résiduel, soit en **déséquilibre** ce qui conduit au développement d'une auréole de nouveaux minéraux, en équilibre avec le magma et qui blinde ainsi la périphérie de l'enclave. Les témoignages de ces phases précoces s'observent à différentes échelles, jusqu'à des assemblages de taille réduite de xénocristaux ([photo 6](#)).

Des enclaves basiques de forme arrondie et aux limites souvent mal définies, observées dans un magma acide, peuvent aussi refléter des **mélanges magmatiques** (voir [fiche 22](#)).

Contact entre encaissant et granite

granite
enclaves anguleuses
d'encaissant disséqué par le magma



Contact entre encaissant et granite

encaissant sédimentaire :
formation détritique à pendage vertical



Structure d'un filon

éponge
taille des cristaux
croissant vers le centre



Détail de la formation sédimentaire au contact

lits sombres de
composition argileuse
(grauwackes)

lits clairs de
composition
gréseuse
(arkoses)

témoins du
métamorphisme :

taches sombres
de cordiérite

taches claires
d'andalousite
(chiastolite)



Mélange de deux magmas

gabbro :
magma basique
feldspaths
isolés
(cf. photo 6)
contact
sinueux
granite :
magma acide

Détail du mélange
(zone basique)

quartz avec
couronne de pyroxène

feldspath potassique avec
bordure blanche de plagioclase
(texture Rapakivi)



Contacts entre roches magmatiques et encaissant

Les bordures d'une intrusion

La périphérie d'une intrusion magmatique est souvent marquée par la présence de très nombreuses **enclaves de** l'encaissant. Celles-ci sont de forme **anguleuse**, disséquées par les nombreux filons de la roche magmatique. Elles correspondent ainsi à des blocs d'encaissants, détachés par le magma qui les emballe ([photo 1](#)). Dans certains cas, la mise en place du magma est guidée par les fractures de l'encaissant.

L'encaissant soumis à la chaleur du magma subit un **métamorphisme de contact**, qui décroît à partir de la bordure de l'intrusion. Il est à l'origine de transformations minéralogiques, pouvant conduire à des **cornéennes** ([fiche 49](#)). Le refroidissement du magma, accéléré en périphérie, est parfois à l'origine d'une texture magmatique plus fine (**texture aplitique**) dans la zone de contact.

Dans l'**exemple présenté** (granite de Ploumanac'h en Bretagne), l'encaissant est représenté par une formation sédimentaire litée, avec une alternance de lits sombres argileux et de lits clairs gréseux dont les pendages sont verticaux au contact de l'intrusion ([photo 2](#)). Le métamorphisme se traduit notamment par le développement de cordiérite et d'andalousite, sous la variété chiastolite, dans les seuls lits sombres dont le chimisme originel (aluminium des argiles) permet le développement de ces aluminosilicates ([photo 3](#)).

Il est également possible dans certains cas d'observer un **processus** dit **d'assimilation** correspondant à la digestion des enclaves dans le magma, ce qui est susceptible de modifier la composition de celui-ci. Toutefois la fusion requiert de la chaleur qui ne peut provenir que du magma. Si celui-ci n'est pas au départ surchauffé au-delà de son liquidus, la perte de chaleur est liée à sa cristallisation, ce qui réduit le volume du liquide et limite alors les échanges possibles avec les enclaves d'encaissant et par suite, l'assimilation.

Les caractères d'un filon

Un **filon** recoupe son encaissant par un contact net. Les caractères peuvent cependant varier en relation avec le déséquilibre thermique existant initialement entre le filon et l'encaissant. Si celui-ci était important, les épontes du filon présentent une **bordure figée** sous forme d'une zone plus finement cristallisée ou vitreuse. La taille des cristaux s'accroît en général vers le cœur du filon, avec des cristaux développés perpendiculairement aux épontes ([photo 4](#)). L'encaissant montre parfois une fine bordure métamorphisée.

Les mélanges magmatiques

Certaines intrusions associent parfois au sein d'une même formation des **roches basiques** et des roches **acides**. Le contact entre les deux roches apparaît alors sous forme de limites sinueuses définissant des enclaves aux bordures mal définies. Ainsi dans l'exemple présenté (granite de Ploumanac'h en Bretagne), des roches basiques de type **gabbro** constituent des enclaves sombres dans lesquelles s'insinuent des phénocristaux de feldspaths potassiques, abondants dans les zones **granitiques** adjacentes ([photo 5](#)). Ces caractères traduisent donc une **mise en place simultanée** et le **mélange** de deux liquides, acide et basique, le premier à l'origine de gouttelettes cristallisant dans le second. Les cristaux de feldspaths alcalins isolés dans les passées basiques sont alors entourés d'une bordure de plagioclase (texture Rapakivi ; voir [fiche 23](#)) qui atteste de l'**instabilité** initiale des gouttelettes acides dans ces zones et traduit l'**immiscibilité** des liquides initiaux. Ce caractère est conforté par l'observation d'autres structures comme les auréoles noires de pyroxène qui blindent de petits ensembles de quartz et de feldspaths alcalins présents dans les zones basiques ([photo 6](#)).

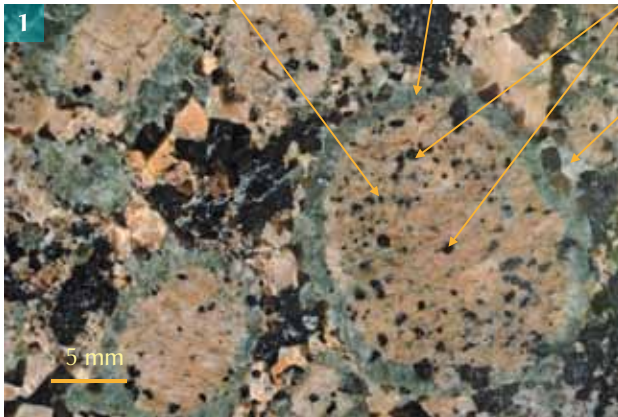
Ordre de cristallisation dans un granite (exemple d'une texture particulière dite Rapakivi)

cristal d'orthose automorphe,
de grande taille

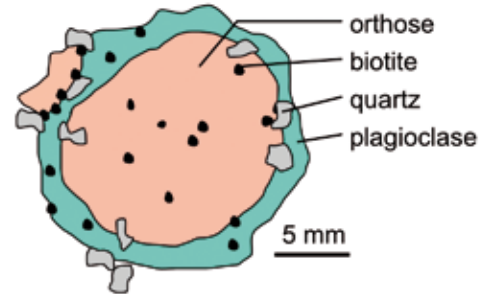
couronne
de plagioclases

biotites
en inclusions

quartz interstitiel,
xénomorphe



2 Schéma d'interprétation de la texture Rapakivi



Détail de la texture Rapakivi

biotite en
inclusion

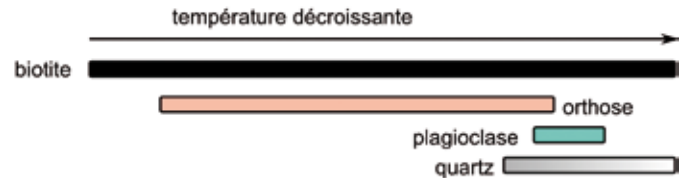
cristal d'orthose
de grande taille

couronne de
plagioclases

quartz interstitiel,
xénomorphe



4 Schématisation de l'ordre de cristallisation du granite étudié



Ordre de cristallisation d'un gabbro

olivines
automorphes

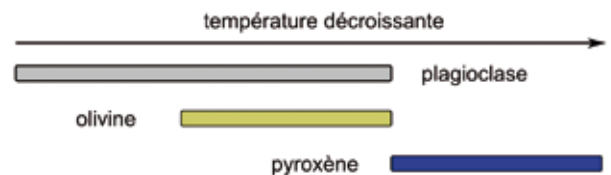
sections d'un même cristal
de pyroxène

plagioclases
automorphes

plagioclases inclus
dans l'olivine



6 Schématisation de l'ordre de cristallisation



Caractères généraux

L'établissement d'un ordre de cristallisation dans une roche magmatique repose sur un certain nombre d'observations pouvant faire intervenir les **relations géométriques** entre cristaux (inclusion), la **forme** de ces derniers ainsi que leur **taille**.

Certains cristaux en **incluent** ainsi d'autres ce qui peut être interprété en terme de générations cristallines, précoces pour les cristaux inclus, plus tardives pour ceux qui les entourent.

Les cristaux **automorphes**, de formes bien géométriques, ont disposé de toute la place nécessaire à l'expression des caractéristiques de leur système cristallin ; ils sont donc précoces. À l'inverse, les cristaux interstitiels et de forme quelconque, dits **xénomorphes**, ont cristallisé tardivement ce qui les a amenés à combler les vides demeurés entre les autres minéraux.

La **taille** des cristaux peut fournir d'autres indications : dans l'hypothèse d'une vitesse de croissance sensiblement identique pour toutes les espèces minérales, les cristaux les plus volumineux peuvent être considérés comme plus précoces que les cristaux plus petits. Le développement des cristaux dans un magma dépend cependant à la fois de leur vitesse de nucléation (apparition des germes cristallins) et de leur vitesse de croissance. Ces vitesses varient souvent d'un type cristallin à l'autre et dépendent des conditions de refroidissement, ce qui doit conduire à une utilisation prudente de ce critère de taille.

Ordre de cristallisation dans un échantillon de granite

La texture est grenue ou holocristalline, sans orientation des cristaux ([photo 1](#)). Elle est en partie reproduite sur la [figure 2](#). Elle montre de gros cristaux d'orthose entourés de couronnes de plagioclases : cette texture correspond à une texture très particulière, rencontrée seulement dans certains granites et appelée texture Rapakivi.

Les cristaux de biotite, inclus dans les cristaux d'orthose ([photos 1 et 3](#)), relèvent d'une cristallisation précoce qui s'est toutefois prolongée durant toute la solidification du magma car ils sont également présents à l'extérieur des orthoses.

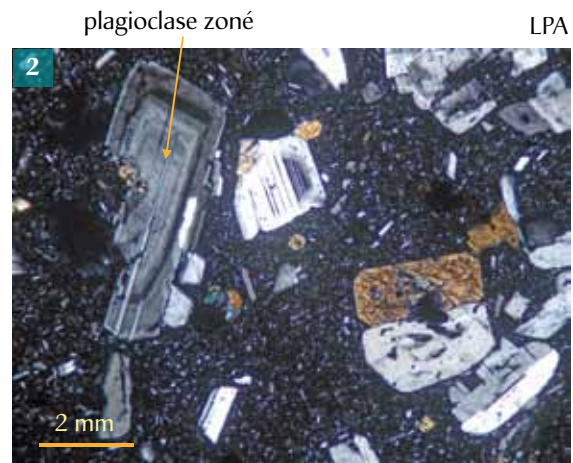
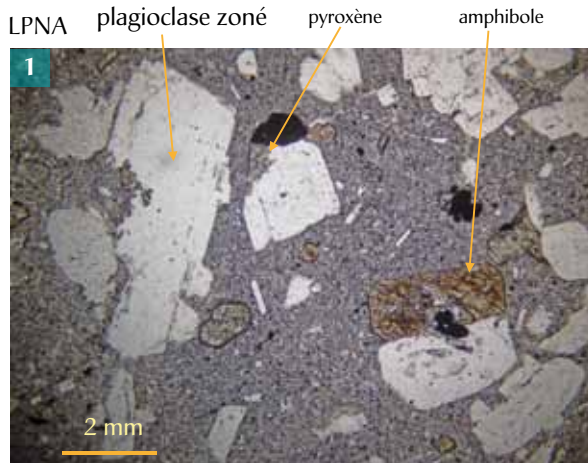
La seconde phase cristalline, l'orthose, a été suivie par la cristallisation d'une couronne de plagioclase, repérable à sa couleur verte ([photo 1](#)) et à ses macles polysynthétiques en LPA ([photo 3](#)). Le quartz, présent dans la couronne des cristaux d'orthose et dans les zones interstitielles, correspond à une phase tardive.

La [figure 4](#) présente l'ordre de cristallisation établi sur les observations précédentes.

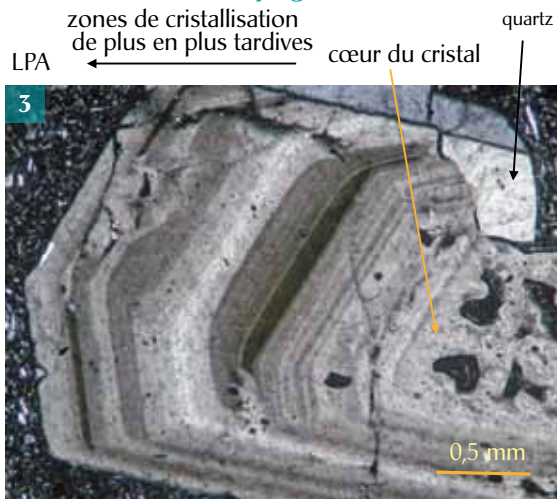
Ordre de cristallisation dans un échantillon de gabbro

Les cristaux **automorphes**, comme l'olivine et les plagioclases ([photo 5](#)), ont cristallisé de manière précoce alors que les pyroxènes xénomorphes sont plus tardifs. Des sections appartenant à un même cristal de pyroxène (qui sont identifiées par leurs mêmes propriétés optiques) combleront ainsi les vides demeurés entre les autres minéraux. Les inclusions de plagioclases dans l'olivine ([photo 5](#)) témoignent de leur cristallisation précoce. La [figure 6](#) résume l'ordre de cristallisation ainsi établi.

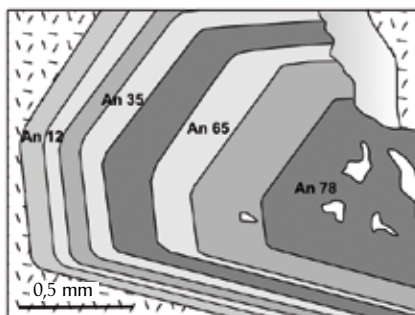
Plagioclase zoné dans une roche volcanique de type dacite



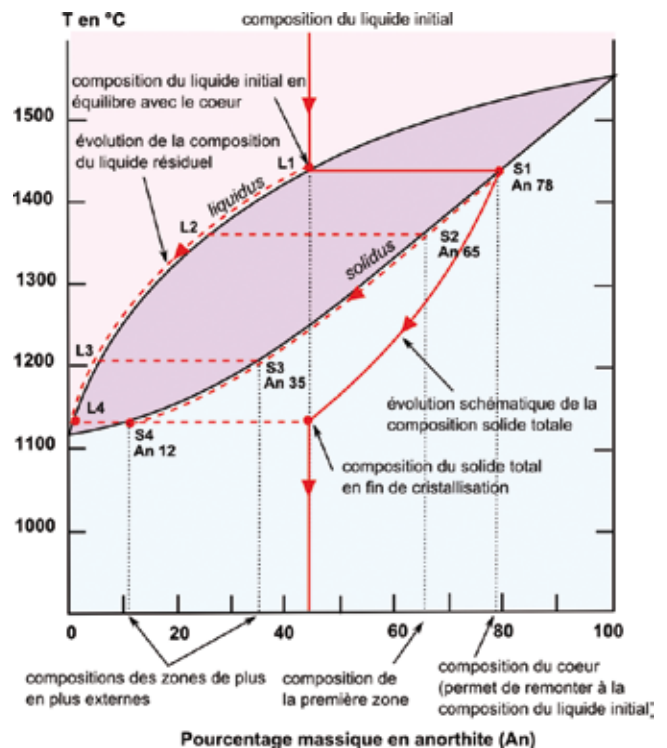
Détail d'un plagioclase zoné



4 Pourcentages massiques en anorthite des différentes zones du plagioclase



5 Reconstitution de la cristallisation



Zonation cristalline des plagioclases et composition chimique

De nombreuses roches renferment des cristaux de **plagioclases** montrant des zones identifiables en LPA à leurs teintes de polarisation différentes et développées du cœur des cristaux vers leur périphérie (photos 1 et 2). Ces cristaux sont dits **zonés**.

L'analyse à la microsonde électronique permet d'accéder à la **composition chimique** des différentes zones que l'on peut alors traduire, dans le cas des plagioclases, en pourcentage massique de constituant anorthite (noté **An**). L'anorthite constitue le terme calcique de la série des plagioclases et sa composition correspond donc à An 100 ; l'albite est le terme sodique et correspond à An 0. Toutes les compositions sont possibles entre les deux termes ce qui définit une **solution solide**.

On observe ici (photo 3 et figure 4) que le cœur du cristal est de composition très calcique et que les zones sont de moins en moins calciques vers la périphérie.

Signification des zones, ordre de cristallisation et suivi de la cristallisation sur le diagramme de phases

Les parties les plus centrales du cristal correspondent aux stades **initiaux** de la cristallisation ; les zones plus externes se mettent en place ensuite lors de la croissance cristalline et sont d'autant plus **tardives** qu'elles sont périphériques. L'analyse des différentes zones permet alors de reconstituer **l'histoire de la cristallisation**.

Cette cristallisation peut être suivie en utilisant le **diagramme de phases** des plagioclases, qui définit un système binaire avec solution solide (figure 5).

Sur l'exemple présenté (figure 4), le cœur du cristal (S1) a un indice An de 78 : il a donc cristallisé à partir d'un liquide initial de composition L1, bien moins calcique que cette première phase cristalline. Sa composition évolue sur le liquidus vers le pôle albite (L1 → L2 par exemple). À chaque instant, de nouvelles zones cristallisent, leur composition, donnée par l'intersection avec le solidus (S1 → S2), devenant de moins en moins calcique. Ceci suppose que les zones initialement cristallisées ne soient pas ré-homogénéisées en permanence et rééquilibrées avec les nouvelles compositions du liquide : la **fraction cristallisée** se trouve donc isolée d'une évolution ultérieure : il s'agit d'une **cristallisation fractionnée** qui se distingue d'une **cristallisation à l'équilibre**.

Il faut observer que les valeurs S lues sur le solidus ne donnent que la composition de la dernière zone cristallisée et non celle de la composition globale du cristal. Cette dernière est beaucoup plus difficile à estimer puisqu'elle doit prendre en compte l'ensemble des zones déjà cristallisées dont le volume et la composition sont variables. Mais, dans l'hypothèse où le système est demeuré fermé et où la cristallisation a été totale, la composition solide totale finale est celle du **liquide initial**. Les zones internes sont enrichies en constituant anorthite par rapport à celui-ci et les zones les plus externes sont alors moins riches que le liquide initial. Les derniers stades liquides sont de plus en plus riches en constituant albite, pôle qu'ils peuvent atteindre. Les volumes de liquides deviennent cependant de plus en plus faibles alors que progresse la cristallisation.

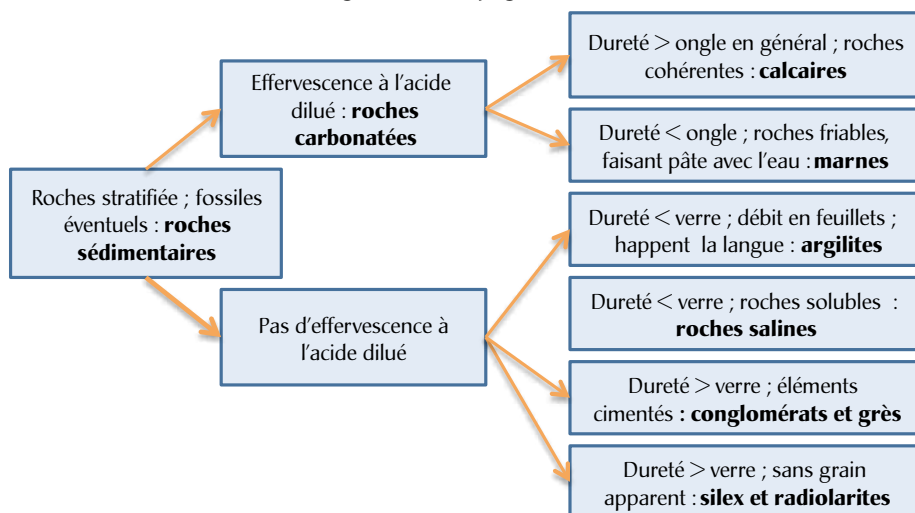
Cristallisation à l'équilibre et cristallisation fractionnée

Dans le cas d'une **cristallisation à l'équilibre**, les cristaux obtenus ne seraient pas zonés : ils seraient **homogènes** en composition, celle-ci correspondant à celle du liquide initial.

Une **cristallisation fractionnée** peut donner lieu à des **cristaux zonés**. Ceux-ci ne sont pas propres aux plagioclases et s'observent également chez certains pyroxènes par exemple. La **cristallisation fractionnée** peut aussi se produire lorsque les premiers cristaux d'une espèce minérale donnée, de composition homogène, **s'isolent** de la phase liquide (avec des processus de séparation divers : ségrégation par gravité, par des flux convectifs, par compaction et expulsion de liquides résiduels piégés...). Les cristaux de la même espèce formés ultérieurement à partir des liquides résiduels ont alors des compositions différentes.

1 Clé de détermination simplifiée des principales roches sédimentaires

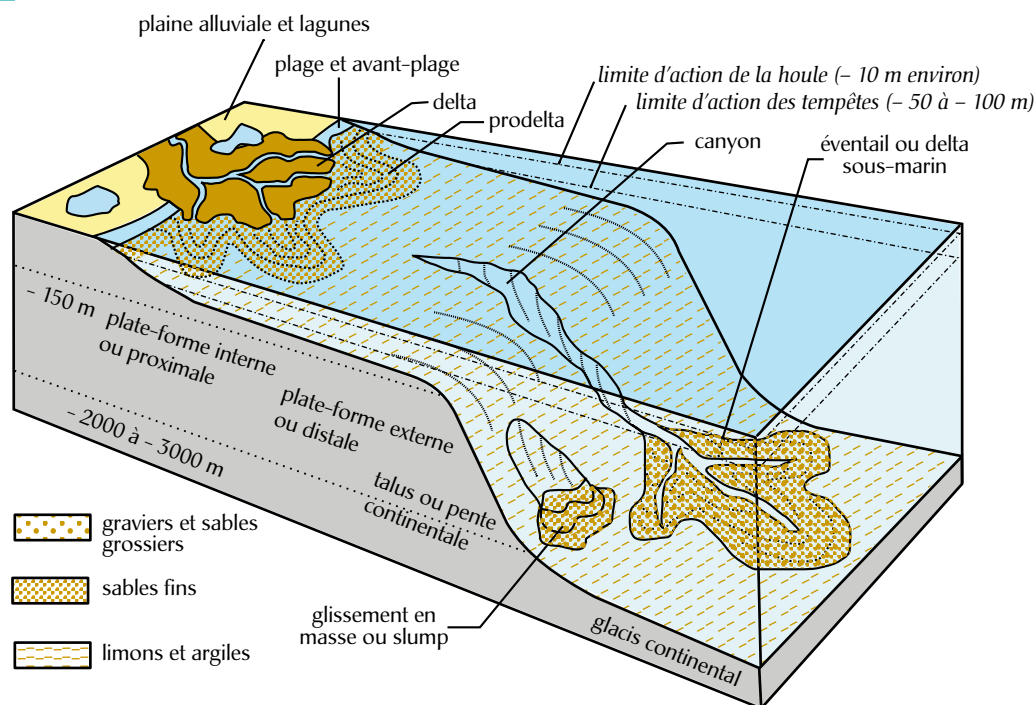
(voir également les pages 138 à 140)



2 Classification des sédiments et des roches sédimentaires détritiques

Taille des grains	> à 2 mm	De 2 mm à 1/16 mm	< à 1/16 mm
Nom de la classe	Rudites	Arénites	Lutites
Exemples de sédiments	Cailloutis , graviers, galets..	Sables (grossiers, moyens, fins...)	Vases argileuses , limons
Exemples de roches	Conglomérats : brèches et poudingues	Grès	Argilites , pélites

3 Principaux environnements de la sédimentation détritique ou terrigène



Caractères généraux

Les roches sédimentaires se forment à la surface de la Terre ; toujours d'**origine secondaire**, elles proviennent de l'altération de roches préexistantes, magmatiques, métamorphiques ou déjà sédimentaires. Les roches sédimentaires sont presque toujours **litées** ou **stratifiées**, la puissance des couches variant de l'échelle millimétrique à des échelles décamétriques. La stratification s'observe le plus souvent à l'échelle de l'affleurement et, parfois, à l'échelle de l'échantillon. Les roches sédimentaires peuvent contenir des **fossiles** (coquilles, restes de plantes, tests d'organismes planctoniques, empreintes de terriers, traces de pas...). Ces deux critères associés constituent un élément certain d'identification des roches sédimentaires. Celles-ci peuvent être classées en fonction de l'origine ou de la nature de leurs constituants.

Classification génétique des roches sédimentaires

L'origine des constituants permet de distinguer :

- les **roches détritiques** ou **terrigenes** formées à partir des particules issues de l'altération des reliefs ;
- les **roches biochimiques** dont la formation fait intervenir l'action des êtres vivants, de manière directe lorsqu'ils prélèvent dans le milieu des solutés minéraux pour édifier leur squelette (coquilles, tests, poly-piers...), ou indirecte lorsque leur activité métabolique conduit à la précipitation de solutés minéraux (précipitation de la calcite en lien avec la photosynthèse par exemple) ;
- les **roches d'origine chimique** obtenues par précipitation purement chimique de solutés, sous l'effet de l'évaporation de l'eau de mer par exemple.

Classification chimique des roches sédimentaires

Elle se fonde sur la nature des constituants principaux, avec pour classes principales :

- les roches **carbonatées**, contenant du carbonate de calcium CaCO_3 (cristallisant sous forme de calcite ou d'aragonite) ou du carbonate de calcium et de magnésium $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (sous forme de dolomite) ;
- les roches **siliceuses**, constituées essentiellement de silice SiO_2 sous forme de quartz ou de produits finement cristallisés (opale...) ;
- les roches **salines**, comprenant notamment des chlorures et des sulfates.

Analyse d'une roche sédimentaire

Elle vise à retrouver, grâce à l'examen attentif de la roche, à l'œil nu, à la loupe ou au microscope, et au moyen de quelques tests simples (réaction ou non à l'acide chlorhydrique dilué, dureté par rapport au verre, au clou ou à l'ongle, comportement à l'eau... voir [figure 1](#)) :

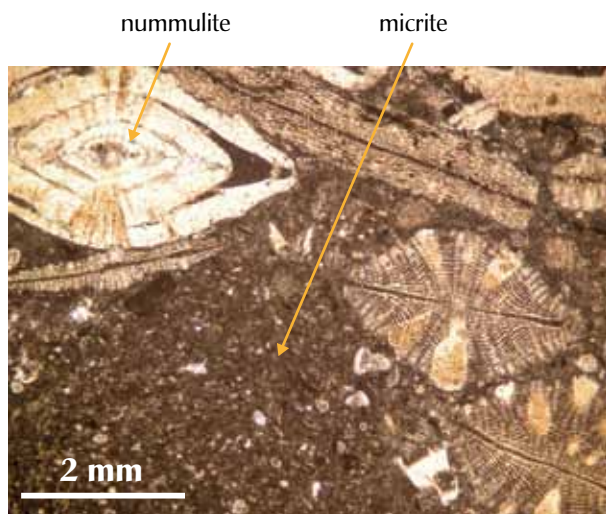
- la composition chimique de la roche ;
- les caractères de ses constituants (taille, forme des grains, nature des fossiles) et de leur ciment ;
- son origine et les modalités de sa genèse (milieu et conditions dans lesquelles le dépôt s'est effectué : marin ou continental, peu profond ou profond, agité ou non, chaud ou tempéré...).

Les deux premiers points doivent conduire à nommer précisément la roche.

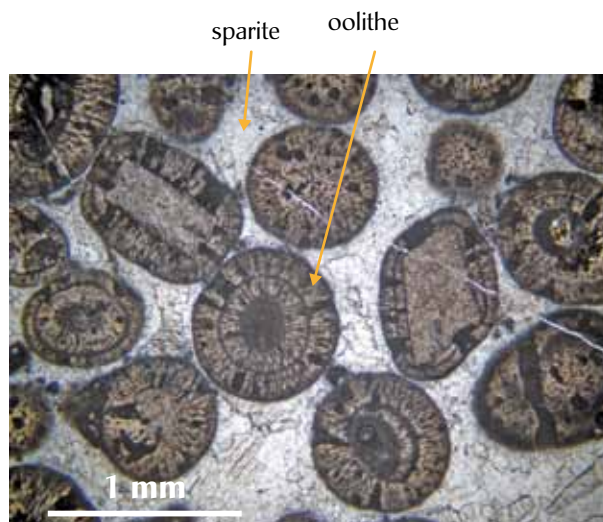
Classification des roches détritiques

Ce sont les roches sédimentaires les plus abondantes. Elles contiennent très souvent du quartz, minéral très résistant à l'altération, mais pas exclusivement (des fragments calcaires y sont assez fréquents). Elles sont classées selon la taille ou **granulométrie** des éléments figurés qui les constituent ([figure 2](#)). Y sont distingués les **sédiments** qui ne sont pas à proprement parler des roches car non consolidés, et les **roches** issues de leur cimentation. La [figure 3](#) illustre les principaux environnements où se rencontrent les formations détritiques.

1 Matrice ou micrite d'un calcaire bioclastique à Nummulites, en LPNA (biomicrite)



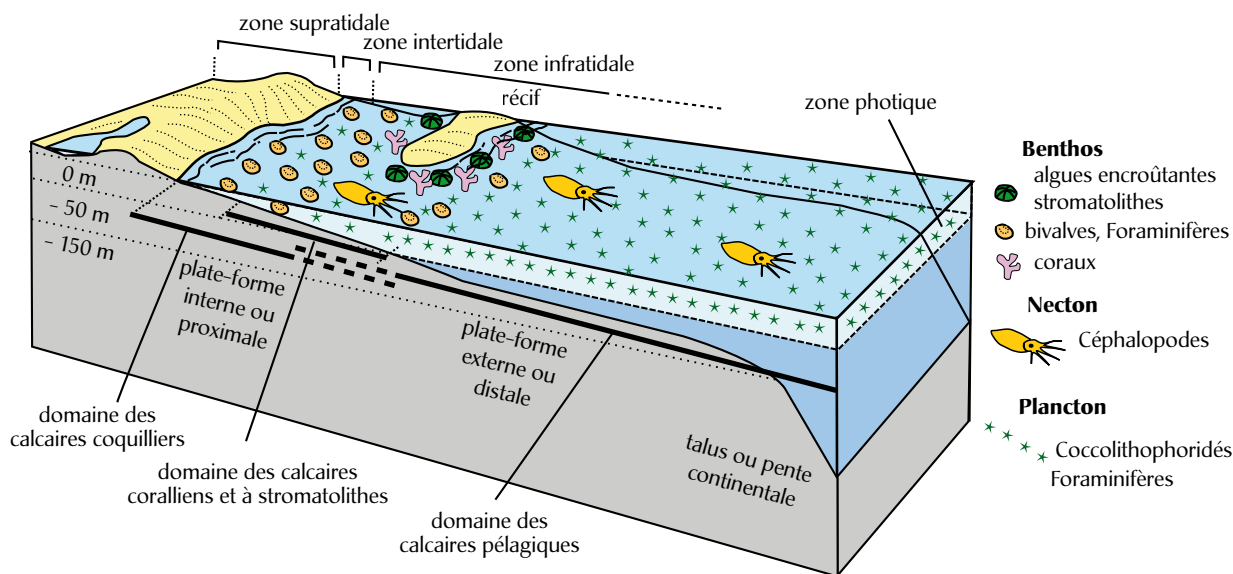
2 Ciment ou sparite d'un calcaire oolithique en LPNA (oosparite)



3 Classification simplifiée des calcaires selon Folk

Éléments figurés dominants	Matrice dominante (micrite)	Ciment dominant (sparite)	Construction
bioclastes	biomicrite	biosparite	biolithite
oolithes	oomicrite	oosparite	
péloïdes	pelmicrite	pelsparite	

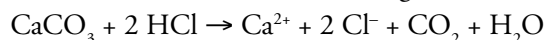
5 Les principaux environnements de la sédimentation carbonatée



Classification des roches carbonatées

Les roches carbonatées sont les roches dont les espèces chimiques sont des carbonates, principalement CaCO_3 et dans une moindre mesure $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Le carbonate de calcium cristallise sous forme de calcite essentiellement, ou d'aragonite. Les calcaires contiennent au moins 50 % de CaCO_3 .

Outre leur dureté inférieure à celle du verre ou du fer, le critère de reconnaissance des roches calcaires est le test à l'acide chlorhydrique dilué : elles font effervescence à froid à une goutte d'acide selon la réaction :



Deux classifications basées sur des observations en lames minces sont utilisées pour les roches calcaires.

Classification de Folk (1959)

Elle est fondée sur la nature des éléments figurés dominants et sur la nature de la phase de liaison :

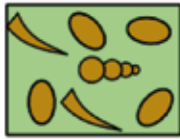
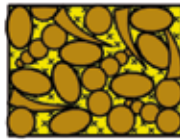
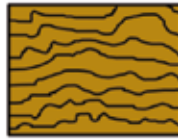
- les **éléments figurés** (ou *allochems*), se subdivisant eux-mêmes en fonction de leur origine en : **bioclastes** : restes de coquilles ou tests, entiers ou fragmentés ; **oolithes** : petites billes à organisation concentrique ; **péloïdes** : particules ovoïdes de type pelotes fécales des organismes
- la **phase de liaison** des éléments peut être :
 - la **matrice** ou **micrite** qui correspond à la boue de calcite microcristalline déposée en même temps que les éléments figurés. La micrite apparaît mate, sombre à l'œil nu et marron foncé en lame mince ([photo 1](#)).
 - le **ciment**, nommé **sparite**, qui correspond à des cristaux de calcite se mettant en place postérieurement à la sédimentation, lors de leur compaction ou diagenèse. La sparite apparaît translucide à l'œil nu et en lame mince, sous LPNA ([photo 2](#)).

Le nom de la roche est formé d'un préfixe qui désigne les éléments figurés majoritaires et d'un suffixe se rapportant à la phase de liaison (ciment ou matrice) ; exemples : biomicrite, oosparite... ([figure 3](#)). Dans le cas particulier des calcaires construits, on parle de biolithites.

Classification de Dunham (1963)

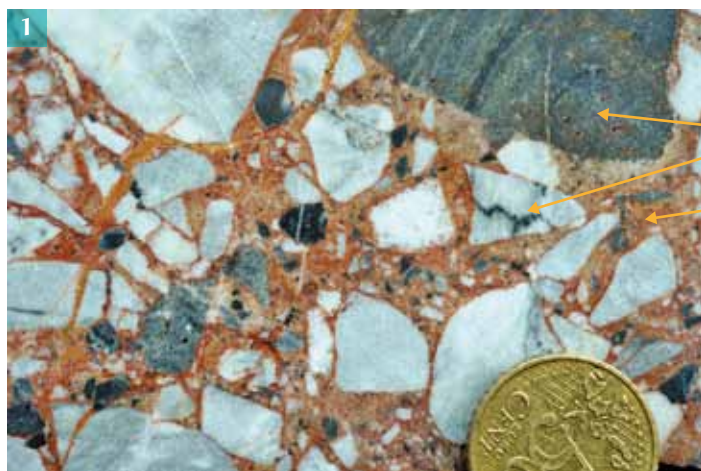
Trois types d'éléments sont pris en compte : la disposition des éléments figurés dénommés « grains », leur abondance, et la présence ou l'absence de boue carbonatée ([figure 4](#)).

4 Classification simplifiée des calcaires selon Dunham.

éléments figurés ou "grains" non liés entre eux au moment du dépôt				composants initiaux soudés entre eux dès leur formation (calcaires construits)
présence de boue carbonatée		absence de boue carbonatée		
éléments figurés non jointifs		éléments figurés jointifs		
moins de 10% d'éléments figurés "mudstone" 	plus de 10% d'éléments figurés "wackestone" 	"packstone" 	"grainstone" 	"boundstone" 

Ces deux classifications sont complémentaires et sont souvent combinées dans la pratique ; ainsi on parle par exemple de « grainstone » oolithique pour désigner une oosparite à grains jointifs et sans micrite.

La [figure 5](#) présente les divers environnements de la sédimentation carbonatée actuelle et la distribution des communautés biologiques, benthos (organismes vivant sur le fond), necton (organismes nageurs) et plancton (organismes qui flottent).

**Brèche calcaire**

débris anguleux de nature variée
(calcaire, schiste...)

ciment calcaire coloré par les oxydes de fer

Brèche siliceuse

lit gréseux

graviers anguleux
de schiste noir et de quartzite

Poudingue monogénique**Poudingue polygénique**

galet de silex

ciment de grès quartzeux

Galet « choqué »

éclats

ciment de grès arkosique

galets de nature variée (quartzite, gneiss...)



Caractères généraux

Les **conglomérats** sont des roches sédimentaires détritiques contenant des éléments de taille supérieure à 2 mm, liés par un ciment. Ils constituent un ensemble de roches d'aspect et de caractéristiques variés du fait de la diversité de la nature des **particules** et du **ciment**. La description raisonnée d'un **conglomérat** impose de s'intéresser aux caractères des **éléments cimentés** (nature et diversité pétrographique de ceux-ci, granulométrie et distribution des tailles, forme des grains, granoclassement éventuel...) et aux caractères du **ciment** (couleur, composition chimique, proportions relatives par rapport aux grains, cohésion...).

La forme des éléments cimentés, **anguleuse** ou au contraire **arrondie**, permet de distinguer les **brèches** et les **poudingues** respectivement.

Les brèches

Les éléments cimentés ([photos 1 et 2](#)) sont de grande taille et de nature variée (calcaire, schiste, quartzite, gneiss...), suggérant une origine détritique : il s'agit de conglomérats. Ces éléments sont très anguleux ce qui conduit à parler de **brèches**. On note sur ces échantillons la taille hétérogène des éléments cimentés, l'absence de granoclassement ou un granoclassement médiocre ([photo 2](#)), et l'absence de fossiles.

Le ciment des brèches est de nature variable ; il est carbonaté lorsqu'il réagit au test à l'acide chlorhydrique dilué et est rayé par un clou ([photo 1](#)), siliceux dans le cas contraire ([photo 2](#)).

Les poudingues

Dans ce cas ([photos 3 et 4](#)), les éléments cimentés sont arrondis et à morphologie de galets : ces conglomérats sont des **poudingues**. Les échantillons présentés ne montrent ni granoclassement, ni orientation particulière des éléments. Les galets sont soit tous de même nature (siliceux par exemple car non rayables au clou - [photo 3](#)), soit de nature variée ([photo 4](#)). Aucun fossile n'est présent.

Le ciment des conglomérats est également de nature variable (carbonatée, argileuse ou siliceuse) ce qui peut être précisé par un test à l'acide chlorhydrique dilué et un test de dureté.

Enseignements complémentaires

Origine

Les conglomérats proviennent de l'érosion de roches préexistantes et sont fréquemment associés aux phénomènes **orogéniques**. L'étude des éléments cimentés fournit des indices sur leur origine ; ces éléments peuvent être de nature et donc d'origine variées (conglomérats **polygéniques**) ou au contraire être tous de même origine (conglomérats **monogéniques**). L'aspect anguleux des éléments des brèches traduit un **transport réduit** alors que l'aspect arrondi des galets des poudingues résulte d'une usure importante en domaine **fluvatile** ou en domaine **marin littoral** (cordons littoraux soumis à l'action des vagues). La taille des éléments et leur classement donnent éventuellement des indications sur les **directions** et les **conditions de transport**.

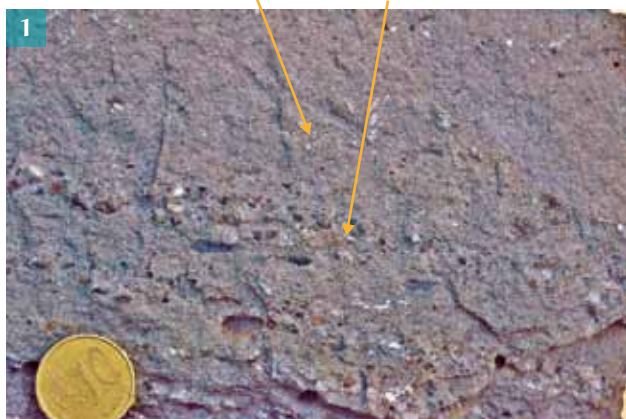
Gisements

Les **brèches** représentent souvent des **dépôts de pente**, continentaux ou marins, sous forme d'éboulis cimentés, mal classés et mal stratifiés. Les **poudingues** constituent des formations détritiques puissantes dans des contextes orogéniques (molasses tertiaires des Alpes) avec parfois des éclats à la surface des galets suite à la rupture de leurs points de contact lors d'une déformation postérieure à leur dépôt ([photo 5](#)). Ils s'observent aussi fréquemment à la base de **formations transgressives** qui reprennent les galets issus de l'érosion.

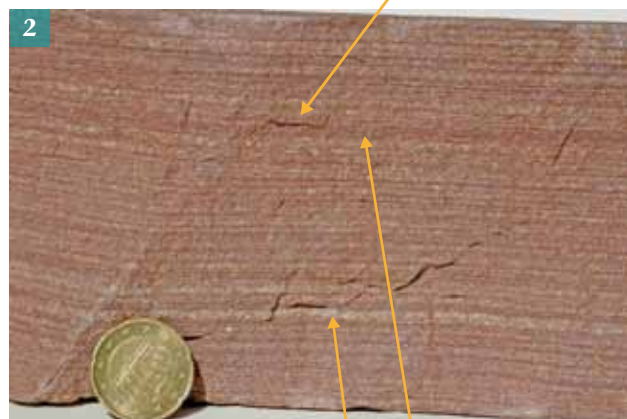
Le terme de **brèche** (ici **sédimentaire**) désigne également d'autres roches, d'origine différente, dont le point commun est la présence d'éléments anguleux : **brèches tectoniques** dans les zones broyées des failles, **brèches volcaniques** issues de la fragmentation de produits volcaniques.

Grès quartzeux

niveau à grains fins niveau à grains grossiers

**Grès arkosique**

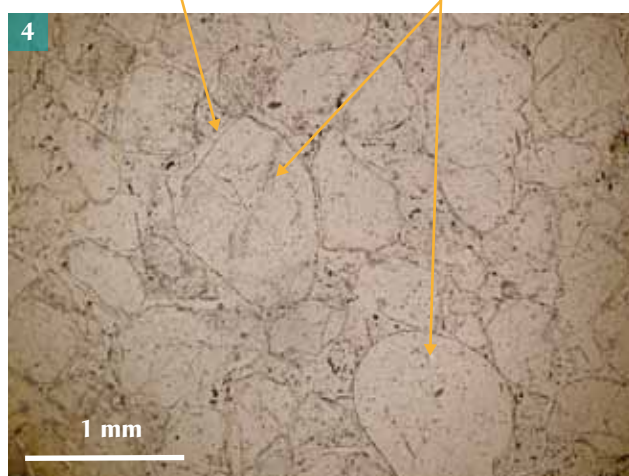
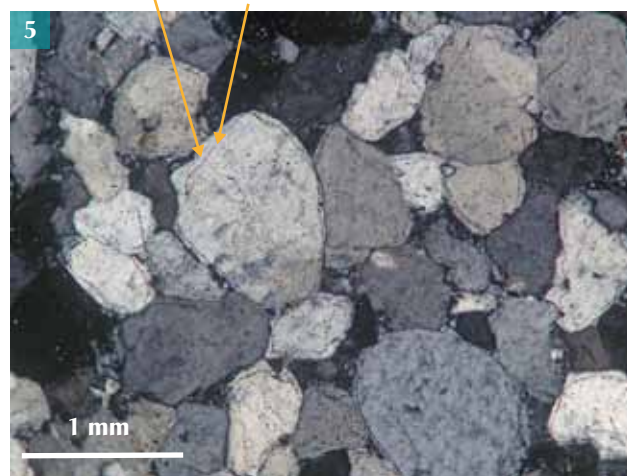
litage sédimentaire

**Grès coquillier**lit fortement rubéfié
lit quartzo-feldspathique

coquille de Gastéropode

grains de quartz
mal cimentés**Grès quartzeux observé au microscope, en LPNA**

ciment siliceux diagénétique grains de quartz émoussés

**Grès quartzeux observé au microscope, en LPA**ciment diagénétique
surface d'origine d'un grain de quartz

Caractères généraux

Les grès sont des roches sédimentaires **détritiques** contenant majoritairement des éléments de faible taille, comprise entre 0,0625 mm (1/16 mm) et 2 mm, et liés par un **ciment**. Pour décrire un grès, il faut considérer la nature des grains et du ciment (quartz, calcite...), le degré de cohésion des grains, leur forme et leur origine. Il existe ainsi une grande diversité de grès.

Caractères macroscopiques

Grès quartzeux : la roche ([photo 1](#)) a un aspect et un toucher finement granuleux. Le test à l'acide ne montre aucune effervescence ce qui exclut sa nature calcaire. En revanche, la dureté, supérieure à celle du verre, indique la présence de quartz, confirmée par l'aspect gris vitreux des grains, et permet de conclure à la nature détritique ou terrigène de cette roche ; il s'agit d'un **grès quartzeux**. Ce grès présente à sa base quelques passées plus grossières de petits graviers. Par ailleurs, certains grès mal consolidés apparaissent friables malgré la dureté de leurs grains. Il faut donc bien se rappeler que le critère de dureté s'applique aux **minéraux** mais pas à la roche entière (dans ce dernier cas, on parle de cohésion).

Grès arkosique : sur cet échantillon ([photo 2](#)), la stratification est bien visible sous forme d'un fin litage des grains. La roche a également un aspect finement granuleux et sa dureté est supérieure à celle du verre. Mais les grains sont souvent d'un blanc rosé qui évoque les feldspaths de type orthose. Et certains niveaux sont largement colorés par des oxydes de fer ou rubéfiés. Ce grès feldspathique est également nommé **grès arkosique** (ou arkose si les feldspaths sont majoritaires sur le quartz).

Grès coquillier : celui-ci ([photo 3](#)) est caractérisé par la présence de nombreux fossiles, ici des coquilles de Gastéropodes.

Caractères microscopiques

Dans le seul exemple du grès quartzeux ([photos 4 et 5](#)), l'observation en lame mince montre des grains de quartz, limpides en LPNA et dans toutes les teintes entre gris et noir en LPA. De fins lisérés noirs d'impuretés marquent la surface initiale des grains avant diagenèse, surface sur laquelle s'est alors développé lors de la compaction un ciment siliceux de même orientation optique.

Enseignements complémentaires

Origine

Les grès relèvent de l'**érosion** de massifs cristallins et se mettent en place lors puis après les orogénèses. Ils portent souvent des marques de leurs conditions de **transport** et de **sédimentation**. Ainsi la forme des grains et les figures sédimentaires (voir [fiches 35, 36 et 37](#)) sont révélatrices de l'agent de transport, des conditions hydrodynamiques du milieu, de la zone de dépôt... etc. Sur les [photos 4 et 5](#), en faisant abstraction du ciment siliceux diagénétique, les grains ont des formes émousées ce qui traduit un transport par un agent d'érosion.

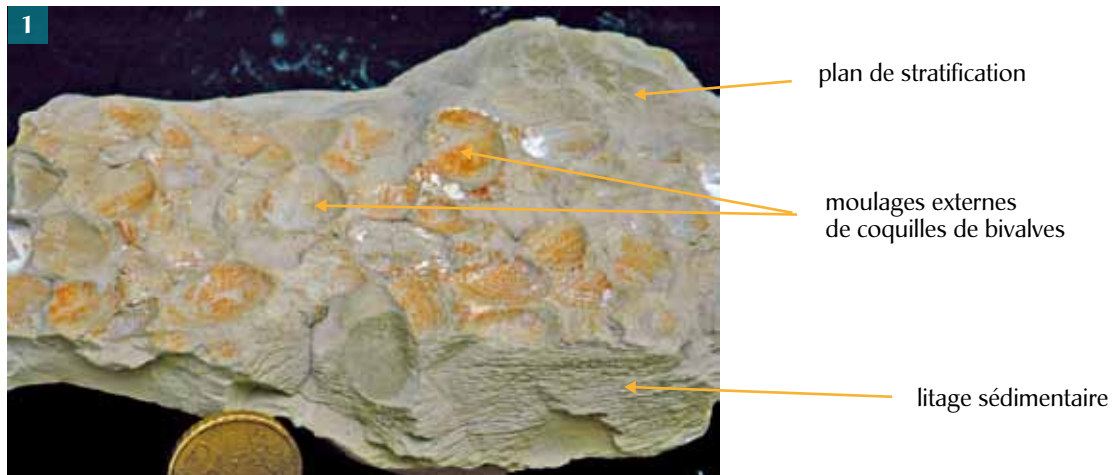
Dans le cas du grès arkosique présenté en [photo 2](#), la présence d'orthose résiduelle, minéral sensible à l'altération, suggère une altération peu poussée du granite originel, en climat chaud et sec en raison de la rubéfaction.

La présence de nombreux Gastéropodes au sein du grès coquillier présenté en [photo 3](#), indique un environnement marin de faible profondeur, cette roche pouvant correspondre à un sable de plage consolidé.

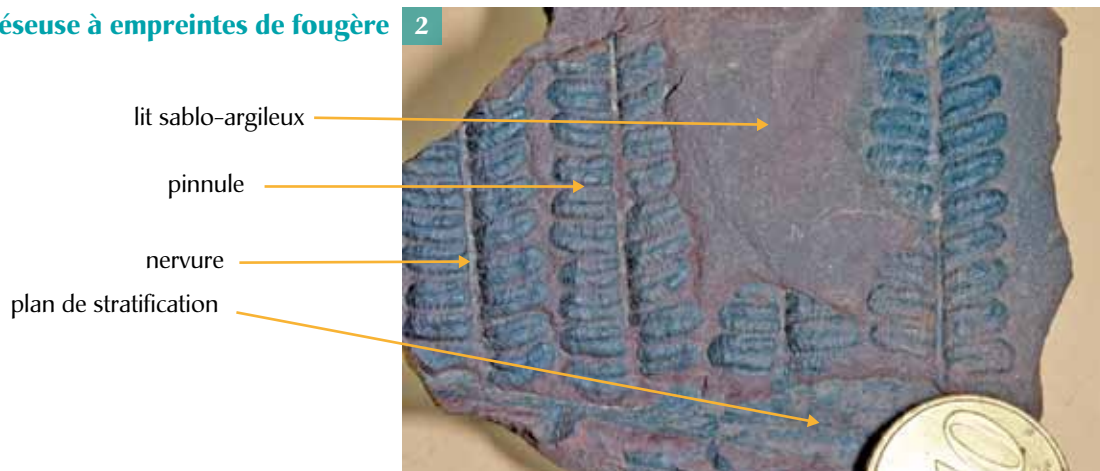
Gisements

En France, les grès les plus connus sont les grès rouges ou arkoses du Trias (grès vosgiens en particulier) consécutifs à l'orogénèse varisque, les grès oligocènes de Fontainebleau qui suivent le soulèvement du massif Central, et les grès éocènes des flyschs alpins en lien avec l'orogénèse alpine (voir [fiches 60 et 61](#)).

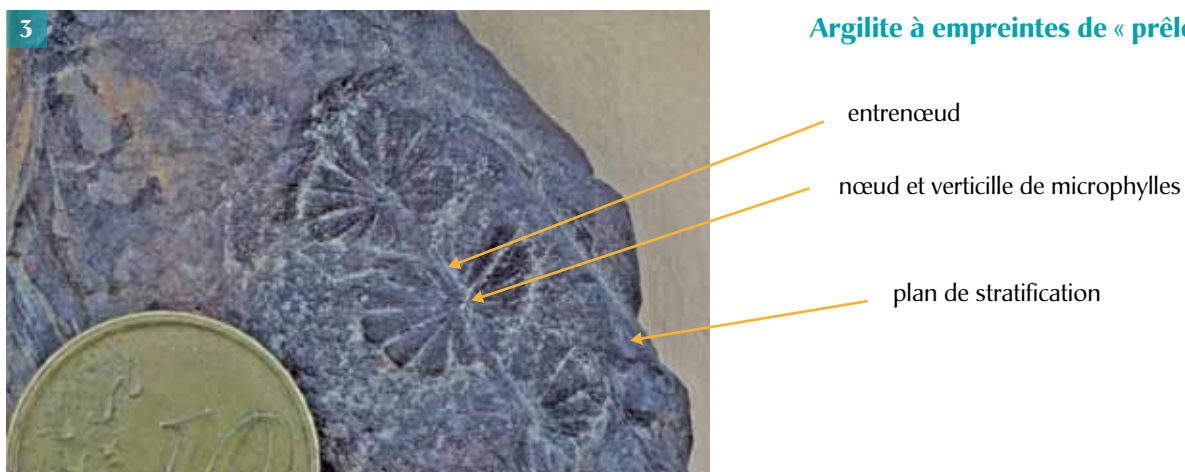
Marne à bivalves



Argilite gréseuse à empreintes de fougère



Argilite à empreintes de « prêle »



Caractères généraux

Il s'agit de roches sédimentaires essentiellement détritiques contenant des éléments de très petite taille, invisibles à l'œil nu. Ces éléments sont de nature variée : argiles majoritairement, quartz, muscovite et calcite accessoirement. Le caractère sédimentaire est attesté selon les cas par une nette stratification, la présence éventuelle de fossiles et la chimie singulière (la présence de carbonates par exemple). Ces roches se délitent en général en plaquettes ; ce **feuilletage** se fait selon les plans de stratification.

Tous les intermédiaires existent entre les calcaires purs et les argilites pures. Lorsque la teneur en argiles d'un calcaire est comprise entre 5 et 35 %, la roche est un calcaire marneux, entre 35 et 65 %, une **marne**, entre 65 et 95 %, une marne argileuse, et à plus de 95 % une **argilite**. De même certaines argilites qui rayent légèrement le verre possèdent une fraction plus ou moins notable de quartz ce qui conduit à parler d'argilites gréseuses.

Ces roches à grain très fin sont des formations favorables à la préservation d'empreintes de fossiles ([photos 1, 2 et 3](#)). Elles conservent aussi souvent des témoignages de phénomènes ayant affecté les milieux de sédimentation (traces de gouttes de pluie, fentes de dessiccation... – voir [fiche 37](#)).

Marne à bivalves : la roche ([photo 1](#)) montre de nombreuses empreintes de coquilles de bivalves distribuées selon le plan de stratification et enrobées dans une boue consolidée à grains très fins, invisibles à l'œil nu. Un fin litage d'origine sédimentaire est observable sur la tranche de l'échantillon. Le test à l'acide dilué indique une effervescence ce qui laisse supposer la nature calcaire de la roche. Mais cette roche happe également la langue ce qui est un caractère des roches argileuses. Cette roche qui présente à la fois des éléments calcaires et argileux est donc une **marne**. Sa faible dureté (elle est rayée par l'ongle) la rend très friable.

Argilites : les deux échantillons retenus ([photos 2 et 3](#)) présentent de belles empreintes végétales qui traduisent leur caractère sédimentaire. Ces roches sombres car riches en matière organique ne font pas effervescence à l'acide. Leur dureté est moyenne (elles ne rayent pas ou très peu le verre mais ne sont pas rayées par l'ongle) ce qui exclut une nature gréseuse stricte. Il s'agit d'anciennes boues argileuses indurées, c'est-à-dire des **argilites**.

Enseignements complémentaires

Origine

Elle est diverse ; certains éléments proviennent de l'altération de roches préexistantes comme le quartz hérité du granite mais surtout les argiles issues de son altération ; d'autres sont néoformés en domaine sédimentaire comme certaines argiles et la fraction carbonatée lorsqu'elle est présente. Les environnements de dépôts, divers, sont tous caractérisés par leur **très faible agitation**. Il peut s'agir de dépôts lacustres ou lagunaires, de dépôts d'estuaire où se produit la floculation des argiles, de dépôts littoraux en zone abritée (à l'image de la baie du Mont St Michel), de dépôts sur la plateforme externe (au-delà de -50 m, limite d'action des tempêtes), ou enfin de dépôts de bassin océanique du large. Ces formations, lorsqu'elles contiennent de la matière organique, peuvent constituer des roches mères potentielles de pétrole.

Gisements

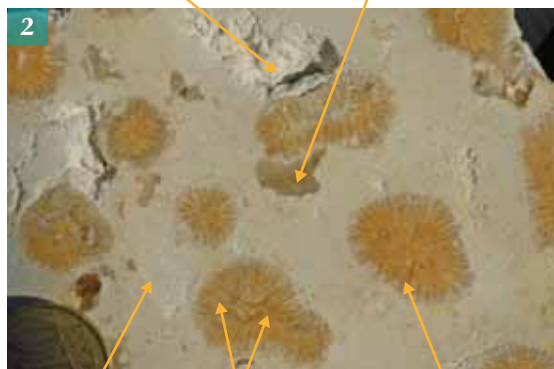
Argilites et marnes sont fréquentes tant en domaine de bassin qu'au niveau des zones externes des chaînes de montagnes récentes, épargnées par le métamorphisme.

Dans le Bassin Parisien, il s'agit des « schistes » cartons du Lias, roches mères d'hydrocarbures, ou des argilites du Crétacé inférieur qui piègent de vastes aquifères.

En domaine alpin, marnes et argilites alternent avec les formations calcaires et constituent des séries épaisses comme le Lias noir, les Terres noires (Jurassique supérieur) ou les marnes du Crétacé inférieur de la zone dauphinoise.



Section polie de calcaire à corail colonial branchu
cavité ancienne cavité remplie de sparite



micrite cloisons rayonnantes section transversale d'un polypier

Section polie de calcaire à corail colonial massif ou en dôme
polypiers soudés entre eux



Calcaire à stromatolithes



lamines en mamelon

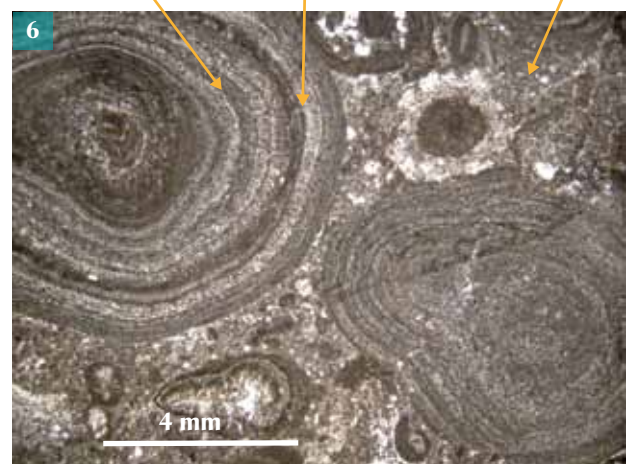
Section polie de calcaire à stromatolithes

stromatolithes isolés micrite coquilles



Observation microscopique de calcaire à stromatolithes, en LPNA

lamine de calcite lamine colorée par la matière organique micrite



4 mm

Caractères généraux

Les **calcaires coralliens** ou **récifaux** sont des calcaires construits sur place par des organismes vivant en colonies, les Madréporaires. Les squelettes des polypes ou **polypiers** se distribuent selon les espèces en formes branchues (photos 1 et 2) ou plus massives (photo 3). Ils sont identifiables à leur section circulaire et à leurs cloisons partielles rayonnantes. Les espaces entre polypiers sont plus ou moins comblés par une matrice micritique qui ménage parfois des cavités dont certaines ont été ultérieurement remplies par de la calcite sparitique lors de la diagenèse (photo 2). Selon la classification de Folk, il s'agit de **biolithites** ou calcaires construits (« boundstones » selon la classification de Dunham).

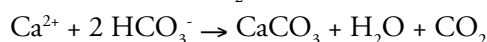
Ces roches présentent les caractères des roches calcaires avec une dureté moyenne (elles ne rayent pas le verre) et une effervescence à l'acide chlorhydrique dilué.

Les **calcaires à stromatolithes** apparaissent en structures mamelonnées à allure typique en « chou-fleur » (photos 4 et 5). Celles-ci montrent une superposition de couches très fines, ou lamines, correspondant à des encroûtements successifs. Ces derniers sont dénommés **stromatolithes** (du grec *stroma*, tapis et *lithos*, pierre). Des restes coquilliers au sein d'un ciment micritique peuvent y être associés (photo 5). La dureté, modeste, et la réaction à l'acide chlorhydrique attestent de leur caractère carbonaté. Au microscope, en LPNA (photo 6), on observe des lamines concentriques ainsi que des plages de micrite, d'aspect sombre, du fait de la présence de matière organique. Selon la classification de Folk, il s'agit là également de **biolithites** (« boundstones » dans la classification de Dunham).

Enseignements complémentaires

Origine

Les **calcaires coralliens** ou **récifaux** sont produits par l'activité des coraux ou Madréporaires qui vivent en symbiose avec des algues photosynthétiques, les Zooxanthelles. Ces algues réalisent la photosynthèse et favorisent ainsi la précipitation de calcite par prélèvement du CO_2 . Ceci forme les squelettes des polypes ou **polypiers**.



Les conditions de vie des coraux, déduites des observations actuelles, sont très strictes : elles supposent une température supérieure à 18/20 °C, une eau limpide, un milieu calme et peu profond pour assurer l'activité photosynthétique. La répartition des différentes formes de coraux dépend de l'énergie du milieu, avec des formes branchues et massives respectivement dans les zones de moindre et de plus forte énergie.

Les **calcaires à stromatolithes** résultent d'une activité biologique indirecte : des biofilms bactériens (des cyanobactéries principalement) sont à l'origine de la précipitation de carbonate de calcium par suite de leur activité photosynthétique. Ces biofilms réalisent aussi un piégeage mécanique des minéraux. L'encroûtement progressif qui en résulte conduit à la mort de la couche bactérienne puis à la colonisation de ce substrat par un nouveau biofilm ce qui explique la disposition en lamines.

Gisements

Les calcaires récifaux apparaissent à partir du Dévonien (Ardennes) et se développent tout particulièrement lors du Jurassique (Bourgogne et Jura) voire du Crétacé où les coraux sont remplacés par des Lamellibranches singuliers, en forme de cônes et coloniaux, les Rudistes. Ces derniers sont abondants dans les calcaires urgoniens (Provence et massifs subalpins septentrionaux).

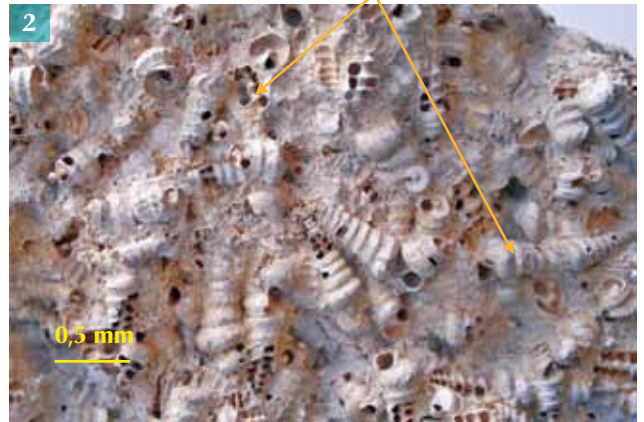
Les calcaires à stromatolithes sont les plus anciennes formations d'origine biologique reconnues en domaine continental avec un âge de 3,5 Ga environ pour les premières.

Calcaire coquillier à Lamellibranches

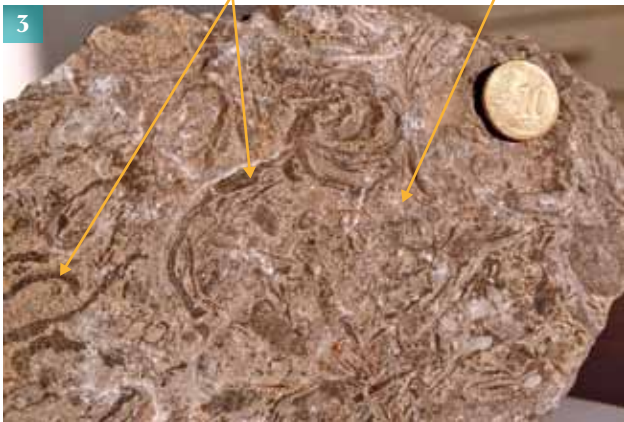
restes de coquilles (bioclastes) micrite

**Calcaire coquillier à Gastéropodes (Cérithes)**

coquilles accumulées

**Calcaire coquillier à Lamellibranches**

valves de Lamellibranches en section micrite

**Calcaire coquillier à Gastéropodes (Cérithes)**

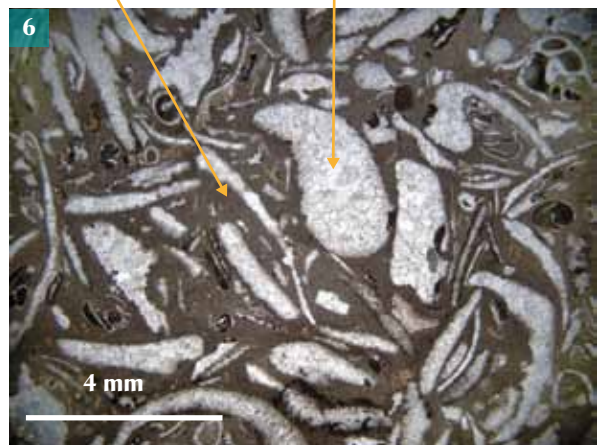
moulage interne d'une coquille micrite moulage externe

**Calcaire coquillier à Lamellibranches**

coquilles de Lamellibranches (Gryphées)

**Observation microscopique d'un calcaire coquillier à Lamellibranches, en LPNA**

micrite coquille recristallisée en sparite



Caractères généraux

Les **calcaires coquilliers**, comme leur nom l'indique, sont particulièrement riches en coquilles entières ou en débris de coquilles dits bioclastes, de tailles et d'origines diverses. Ces **coquilles** correspondent à des productions exosquelettiques d'organismes invertébrés et sont le plus fréquemment des fossiles de Lamellibranches ([photos 1, 3 et 5](#)), de Gastéropodes ([photos 2 et 4](#)) ou de Brachiopodes. S'y ajoutent éventuellement des **tests** qui sont des productions minéralisées d'origine dermique (Échinodermes) ou les squelettes cellulaires des Foraminifères.

Selon les cas, il est possible d'observer des restes de la coquille elle-même ([photos 1, 2 et 5](#)) ou les seules empreintes externes, correspondant au **moulage externe** de la coquille dans une matrice micritique ([photo 4](#)). La coquille elle-même a alors disparu par dissolution. Il est également possible que la coquille initiale se soit remplie d'une boue carbonatée qui donne, après dissolution de la coquille, un **moulage interne** de cette dernière ([photo 4](#)). Les coquilles s'observent aussi fréquemment en sections bien cristallisées ([photo 3](#)).

Les débris coquilliers peuvent être contenus dans une matrice micritique, plus ou moins abondante, identifiable le plus souvent à sa couleur sombre en LPNA ([photo 6](#)). Selon la classification de Folk, il s'agit alors de **biomicrites** (ou « packstones » d'après la classification de Dunham, en raison de l'abondance des bioclastes par rapport à la matrice et de leur caractère jointif). Les débris peuvent aussi être soudés par un ciment sparitique ce qui définit les **biosparites** (ou « grainstones »).

Ces roches calcaires sont de dureté moyenne (elles ne rayent pas le verre) et font effervescence à l'acide chlorhydrique dilué à froid.

Enseignements complémentaires

Origine

Les caractères et l'agencement des coquilles permettent de reconstituer certaines conditions de formation de la roche comme l'**hydrodynamisme** du milieu : des coquilles entières et cimentées par de la micrite ([photo 5](#)) révèlent des milieux de sédimentation à faible énergie ; des coquilles brisées et un ciment sparitique indiquent au contraire un milieu agité (zone intertidale par exemple). Une orientation commune des coquilles traduit l'existence de courants redistribuant et accumulant les coquilles après la mort des organismes.

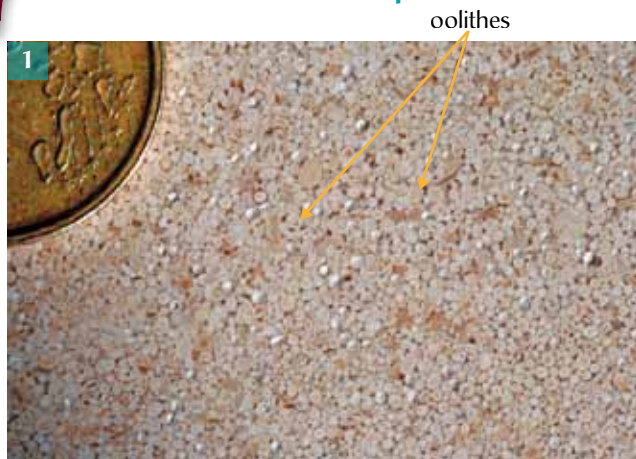
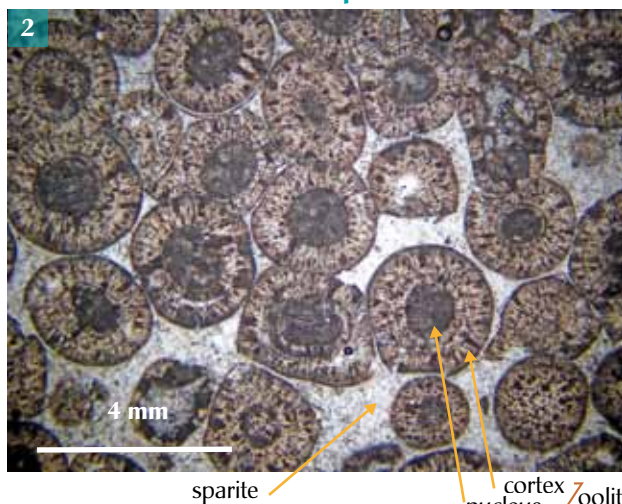
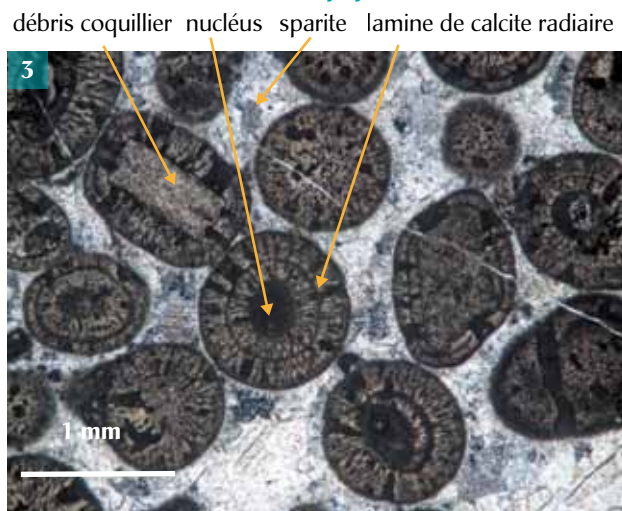
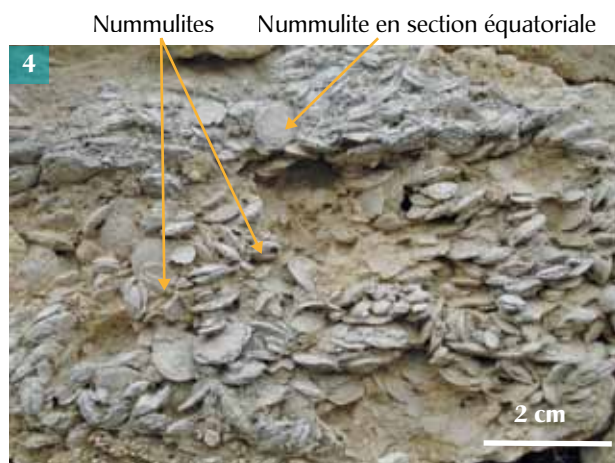
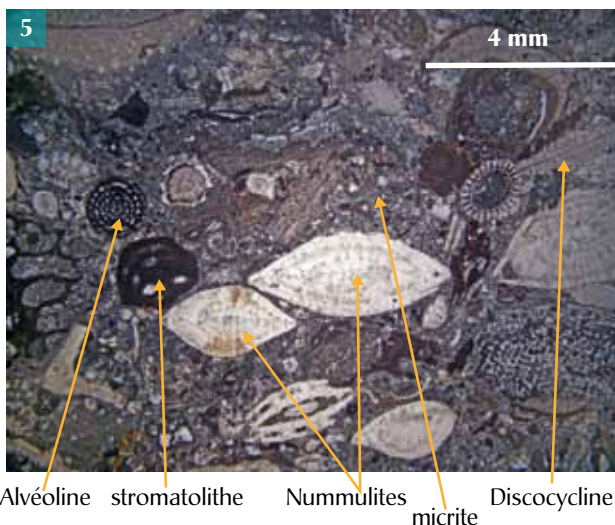
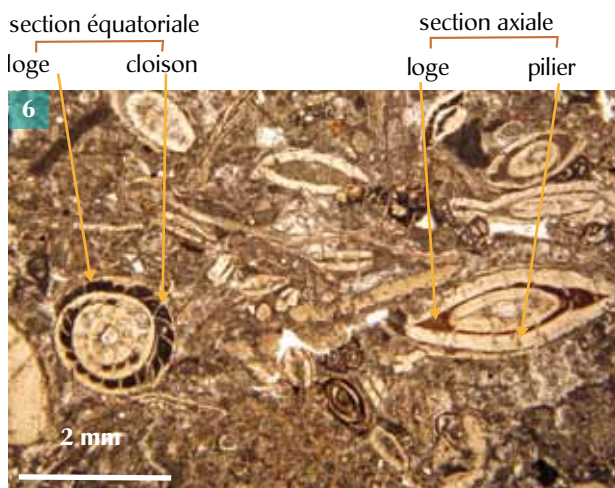
L'observation et l'identification des **fossiles** complètent les connaissances sur l'origine de la roche en fournissant des informations essentielles sur :

- la nature de l'environnement sédimentaire, continental, lacustre, lagunaire, marin littoral ou pélagique ; on se fonde alors surtout sur la signification des fossiles de **faciès** ;
- l'âge du dépôt, sous réserve que la roche renferme des fossiles à valeur **stratigraphique**.

De manière générale, les calcaires coquilliers se forment essentiellement en milieu **littoral** et sur la **plate-forme interne** par accumulation des coquilles d'organismes benthiques (Bivalves, Gastéropodes..) et nectoniques (Céphalopodes..).

Gisements

Les calcaires coquilliers sont largement distribués depuis les formations dévoniennes jusqu'aux dépôts cénozoïques. Lorsqu'ils sont peu consolidés, ils constituent des lumachelles. Les faluns (sables coquilliers de Touraine) correspondent à de nombreux débris coquilliers dispersés dans des matrices sableuses.

Calcaire oolithique**Observation microscopique de calcaire oolithique en LPNA****Détail microscopique en LPA****Calcaire à Nummulites****Observation microscopique de calcaire à Nummulites en LPNA****Sections axiale et équatoriale de Nummulites, en LPNA**

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **calcaires oolithiques** (photo 1) sont constitués d'une multitude de petites sphères millimétriques réunies par un ciment de type **sparite**. Ces sphérules sont appelées « **oolithes** » (du grec *ôon*, œuf, et *lithos*, pierre). Elles peuvent être accompagnées d'autres débris coquilliers.

Les **calcaires à Nummulites** (photo 4) sont caractérisés par la présence de fossiles de taille centimétrique, en disques biconvexes semblables à des pièces de monnaie (d'où leur nom, du latin *nummus*, monnaie, et du grec *lithos*, pierre). Un représentant est sectionné selon le plan équatorial. Ces fossiles sont des Foraminifères dont le test est fossilisé. Leur taille est le plus fréquemment comprise entre 5 et 10 mm mais elle peut atteindre plusieurs centimètres.

Ces roches calcaires sont de dureté moyenne (elles ne rayent pas le verre) et font effervescence à l'acide chlorhydrique dilué à froid.

Caractères microscopiques

L'observation microscopique des **calcaires oolithiques** révèle la structure des **oolithes** : en **LPNA** (photo 2), elles montrent un noyau central, appelé « **nucleus** » et de nature variée (débris de coquille, grain de sable, fragment de micrite...), autour duquel se déposent des lamines concentriques de calcite à structure radiale formant le « **cortex** ». Les grains sont jointifs et le ciment incolore est constitué de sparite. En **LPA**, il présente les teintes irisées caractéristiques de la calcite (photo 3). Selon la classification de Folk, les calcaires oolithiques sont ainsi des **oosparites** (« **grainstone** » à oolithes selon Dunham).

L'observation microscopique des **calcaires à Nummulites** révèle la structure des tests : ceux-ci, de forme discoïdale, montrent deux types de sections remarquables, les sections **axiales** et **équatoriales** (photos 5 et 6). Le plan équatorial (photo 6) fait apparaître l'enroulement en spirale du test constitué de nombreuses loges. Les plans axiaux montrent des sections ogivales traduisant le recouvrement latéral successif des tours. Les couches successives sont reliées par des piliers. Dans le faciès étudié ici, les Nummulites sont accompagnées d'autres Foraminifères (Alvéolines, Discocyliques...) ainsi que de petits stromatolithes. Tous ces fossiles se trouvent dans un sédiment fin, de couleur sombre, la micrite. Dans la classification de Folk, cette roche est une **biomicrite** (« **packstone** » selon Dunham, les éléments figurés étant jointifs).

Enseignements complémentaires

Origine

Les **calcaires oolithiques** résultent de phénomènes de précipitations chimiques : la précipitation est parfois considérée comme directe, à partir d'eaux chaudes, agitées et sursaturées en hydrogénocarbonates et calcium. Mais une précipitation indirecte, faisant intervenir des voiles bactériens en surface des oolithes et comparable à celle des stromatolithes (fiche 30), est plus fréquemment invoquée.

Les **Nummulites** sont des Foraminifères de grande taille, à test épais, donc des formes benthiques. Ils caractérisent des milieux de faible profondeur (stromatolithes présents) et peu agités, où les organismes pullulaient (grains jointifs) soit la plate-forme continentale interne.

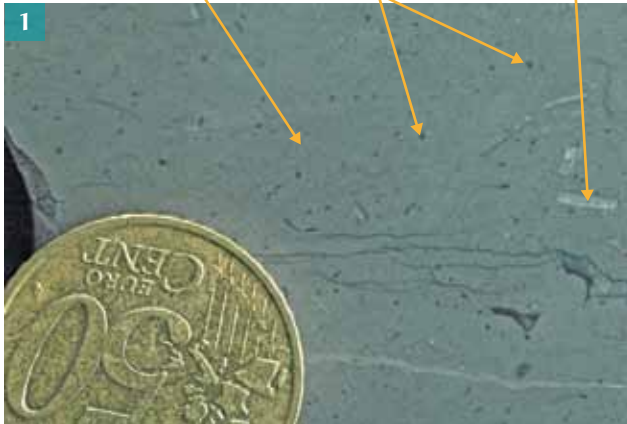
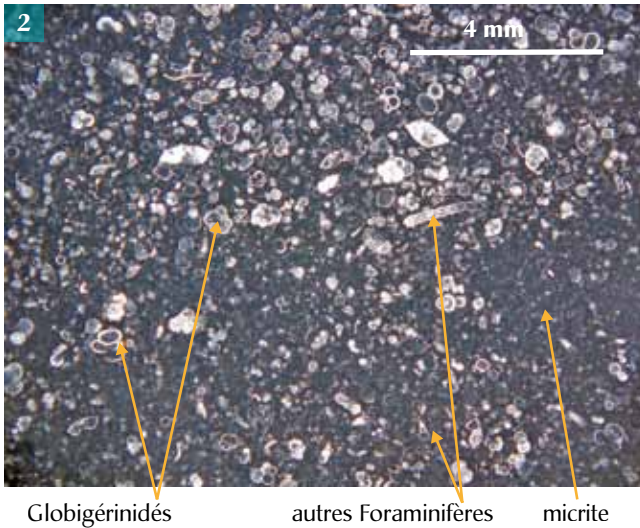
Gisements

Les calcaires **oolithiques** se forment par diagenèse de sables oolithiques observés aujourd'hui dans des environnements chauds, agités et peu profonds (bordure des Bahamas). Ils sont surtout abondants dans les formations jurassiques du bassin Parisien (Lorraine), alors plate-forme carbonatée en liaison avec l'océan alpin.

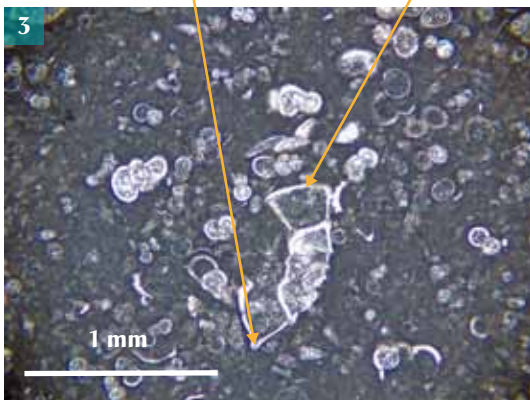
Les calcaires à **Nummulites** s'observent notamment dans les séries tertiaires du bassin de Paris (« pierre à liards » du calcaire grossier) et dans certains massifs subalpins (Bornes, massif du Haut Giffre).

Calcaire micritique planctonique

micrite microfossiles débris coquillier

**Observation microscopique de calcaire à Globigérinidés (*Globorotalia*) en LPNA**

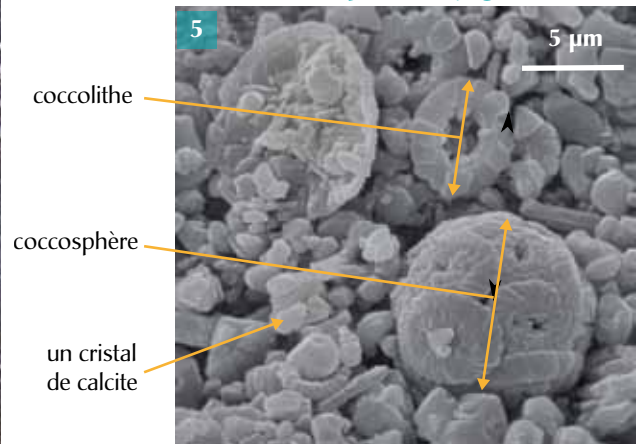
Globigérinidés autres Foraminifères micrite

Observation microscopique de *Globotruncana* en LPNAcarène *Globotruncana***Craie et lits de silex**

lit de rognons de silex



banc de craie

Observation de craie en microscopie électronique à balayage (MEB)

coccolithe

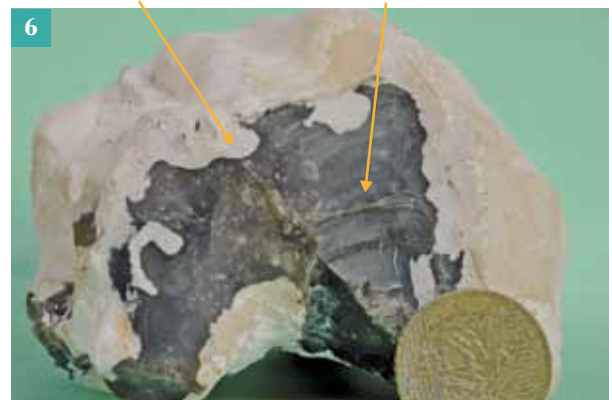
coccosphère

un cristal de calcite

(Cliché D. Noël-MNHN-Paris)

Détail d'un rognon de silex

gangue et pâte crayeuses silice cryptocristalline



Caractères généraux

Un certain nombre de calcaires peuvent résulter d'accumulations de tests d'organismes **planctoniques**, englobés dans une matrice micritique : ces calcaires sont ainsi des **biomicrites** (Folk). Ces roches ont souvent une dureté modeste (ne rayent pas le verre) et font effervescence à l'acide chlorhydrique dilué à froid.

Les calcaires à **Foraminifères planctoniques** apparaissent comme des roches à grain très fin, lisses au toucher ([photo 1](#)). Ils montrent en section polie de petits éléments sombres dont l'examen à la loupe révèle qu'ils sont constitués d'un ensemble de loges. Ce sont des **microfossiles**.

En lame mince ([photo 2](#)), on observe une matrice micritique sombre. Les microfossiles, assez variés, sont pour l'essentiel des Foraminifères. Certains sont des formes apparentées aux Globigérines, ici du genre *Globorotalia*, constituées d'une succession de loges globuleuses en enroulement spiralé. D'autres présentent des loges alignées. L'échantillon de la [photo 3](#), du genre *Globotruncana*, comporte des loges dont les bords sont épaissis et carénés. Ces observations font de ces roches des « wackestones » au sens de Dunham car les éléments figurés ou grains sont en forte proportion et non jointifs.

La **craie** est une roche de couleur blanche, à grain très fin, tendre (elle est rayée par l'ongle), friable et poreuse ([photo 4](#)). Sa constitution n'apparaît bien qu'au microscope électronique : on observe alors la présence de très nombreuses plaques calcaires discoïdales, de très petite taille (quelques μm), appelées **coccolites** ([photo 5](#)). Ces plaques proviennent de la dissociation d'enveloppes calcaires qui entouraient les cellules d'organismes planctoniques unicellulaires photosynthétiques, les **Coccolithophoridés**. Les coccolites sont jointifs ce qui est l'exemple d'un « packstone » (Dunham). La craie contient fréquemment des rognons de **silex** ([photos 4 et 6](#)). Ceux-ci sont des roches dures, à grain fin et à cassure conchoïdale. Ils se détachent aisément de leur gangue de craie et montrent en surface une patine blanchâtre. Ils sont constitués de silice sous forme cryptocristalline.

Enseignements complémentaires

Origine

Les tests des Foraminifères observés sont fins et légers : ils attestent d'organismes **planctoniques**. La chute des tests, à la mort des organismes, alimente la sédimentation. Le sédiment fin engendré correspond à une boue carbonatée ; les milieux de dépôt sont de faible énergie : il s'agit donc de **calcaires pélagiques** déposés à plus ou moins grande profondeur, dans un milieu calme (plate-forme externe voire bassin océanique).

La **craie**, abondante dans le Bassin Parisien, contient une prédominance d'organismes planctoniques ; cependant elle renferme aussi une macrofaune importante (Oursins, Lamellibranches, Brachiopodes...) : elle représente un dépôt peu profond de mer épicontinentale (plate-forme continentale interne voire externe). La **silice** formant les silex proviendrait notamment de spicules d'éponges siliceuses.

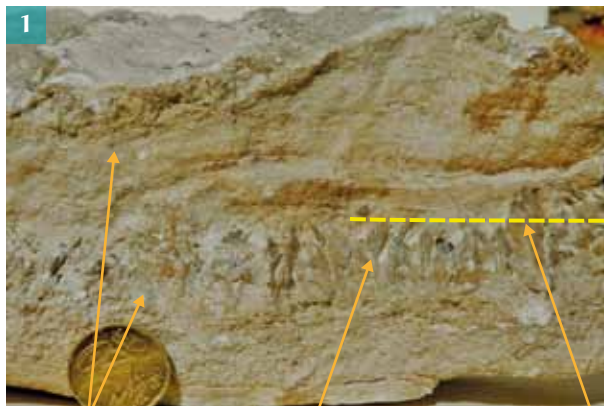
Gisements

Les calcaires à **Foraminifères planctoniques** sont abondants. Du fait de leur richesse en microfossiles et du caractère relativement continu de leur sédimentation, ils sont intéressants au plan stratigraphique : les formes mentionnées plus haut sont utilisées dans la définition de coupures chronologiques : les *Globotruncana* sont ainsi de bons fossiles stratigraphiques du Crétacé supérieur.

Les calcaires planctoniques se rencontrent en bassin sédimentaire lors de fortes hausses du niveau marin (la craie du bassin Parisien, d'âge Crétacé supérieur, par exemple) et sur la marge européenne alpine (calcaire Tithonique du Jurassique supérieur et calcaires en plaquettes du Crétacé supérieur pour la zone dauphinoise).

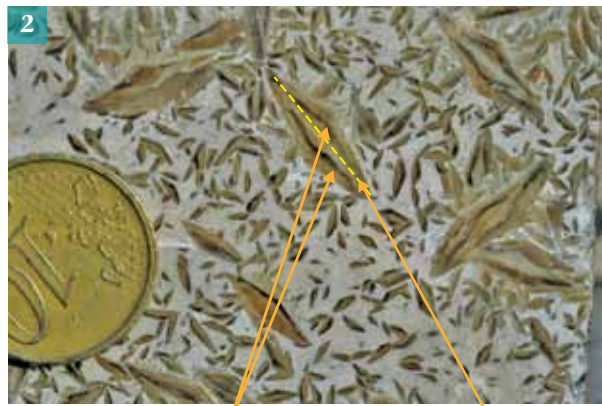
Divers faciès du gypse

Gypse saccharoïde et « pied d'alouette »



1
niveaux de gypse saccharoïde niveau de gypse « pied d'alouette » position de la section polie (photo 2)

Section polie de gypse « pied d'alouette »



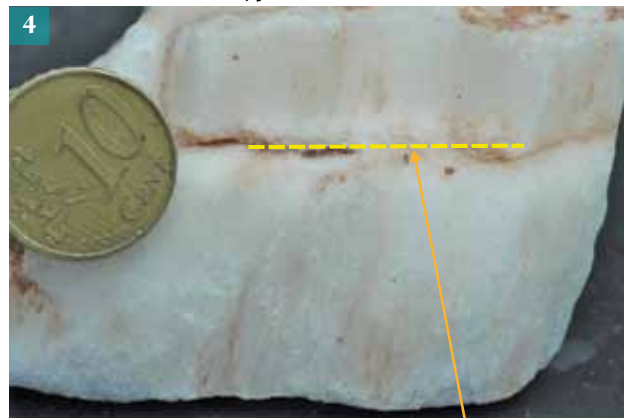
2
2 cristaux plan de macle

Gypse « fer de lance »



3
plan de macle plans de clivage 2 cristaux

Gypse fibreux



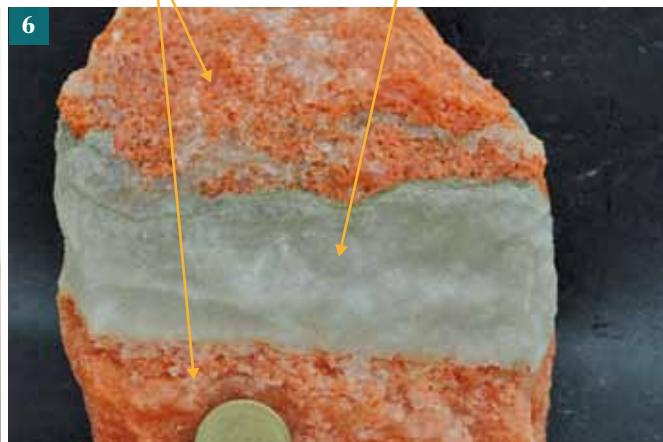
4
plan de stratification

Halite ou sel gemme



5
cristal cubique

Halite et sylvite



6
couches de sylvite couche de halite ou sel gemme

Caractères généraux

Les **évaporites** sont des roches sédimentaires qui apparaissent bien cristallisées avec des cristaux souvent repérables à l'œil nu (photos 1, 2, 3 et 5). Ces derniers se rattachent à deux groupes principaux, les **sulfates** et les **chlorures**, ce qui fait des évaporites des roches **salines**. Ce sont principalement le gypse ou sulfate de calcium de formule $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, la halite (appelée également sel gemme) ou chlorure de sodium NaCl , et la sylvite ou chlorure de potassium KCl .

Les évaporites sont reconnaissables à leur litage sédimentaire (photos 1 et 6), à leur solubilité et leur saveur en ce qui concerne les chlorures, ainsi qu'à leur faible dureté. Le gypse, de dureté 2 sur l'échelle de Mohs (voir fiche 64), est l'un des rares minéraux qui se rayent à l'ongle. Ce critère permet d'éliminer une éventuelle confusion avec la calcite par exemple. Par ailleurs, ces roches ne font pas effervescence à l'acide et sont sans fossiles.

Le **gypse** s'observe sous différentes variétés : deux sont visibles sur la photo 1, avec l'une constituée de petits grains et appelée gypse **saccharoïde**, et l'autre sous forme de cristaux verticaux translucides, de couleur jaune miel et de taille centimétrique. Ces cristaux sont soit isolés, soit associés par deux en macles (photo 2) et leur disposition en plan horizontal évoque des empreintes de pattes d'oiseau d'où l'appellation « **pied d'alouette** ». Des macles de grande taille définissent la variété de gypse en **fer de lance** (photo 3). Il existe également un faciès de gypse **fibreuse** (photo 4).

La **halite** (photo 5) est une roche grisâtre qui peut s'identifier à sa faible densité et à sa saveur salée. Elle montre des associations de cristaux **cubiques**.

La **sylvite** est souvent présentée en association avec la halite (photo 6) : elle constitue alors les lits rouges, colorés par des oxydes de fer. Sa saveur est amère.

Enseignements complémentaires

Origine

Ces roches, appelées **évaporites**, résultent de la **précipitation chimique** de sels contenus dans les eaux marines ou continentales. L'ordre de précipitation dépend du produit de solubilité du sel et de sa concentration dans le milieu en relation avec le volume d'eau résiduel du bassin soumis à évaporation. Le chlorure de sodium, soluble jusqu'à 350 g par litre d'eau, précipite après évaporation de 90 % d'une eau de mer initialement concentrée à 35 g par litre. Ces propriétés expliquent la précipitation séquentielle des différents types d'évaporites (gypse, halite puis sylvite).

Ces roches se forment donc dans des environnements riches en sels et où l'évaporation prédomine. Il peut s'agir d'eaux **marines** mais aussi d'eaux **continentales** ayant par exemple lessivé préalablement d'autres dépôts (évaporites lacustres). Les environnements **lagunaires** sont des milieux propices à la formation d'évaporites, des communications intermittentes avec la mer rechargeant les bassins en eau salée. Ceci peut expliquer l'alternance des dépôts et leur caractère cyclique.

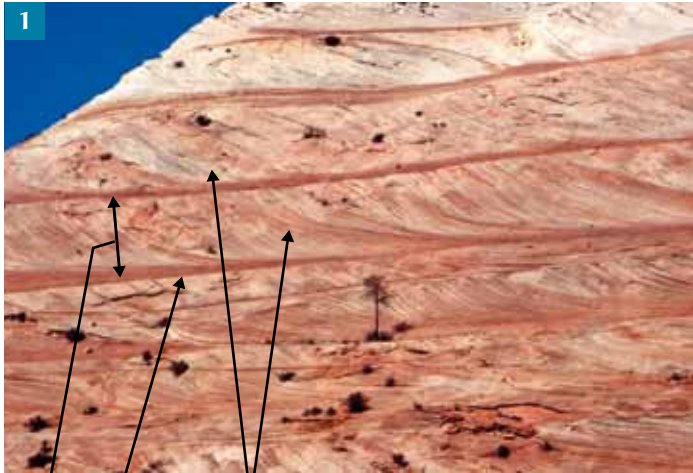
Gisements

Il existe des gisements d'évaporites dans le **bassin Parisien** (halite du Trias lorrain, gypse du Tertiaire d'Île-de-France) et dans le **fossé Rhénan** (halite - sylvite tertiaires).

Par ailleurs, il n'est pas rare d'en rencontrer dans les **orogènes** ; le gypse triasique constitue souvent un niveau de décollement et forme alors les semelles des nappes de charriage ou de chevauchement.

Enfin, du fait de ses faibles densité et viscosité, la halite constitue des **diapirs**, reconnaissables dans les profils sismiques, par exemple en Méditerranée. De par son imperméabilité, elle peut générer des pièges à pétrole au niveau des marges passives.

Litage oblique dans des formations dunaires éoliennes



1

laminations obliques convexes

surface d'érosion

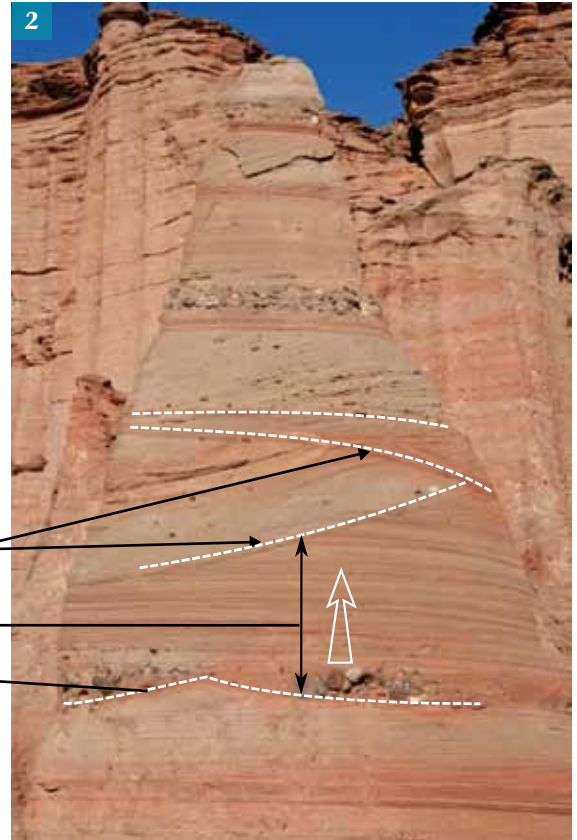
une séquence de dépôts

plans de stratification entrecroisés

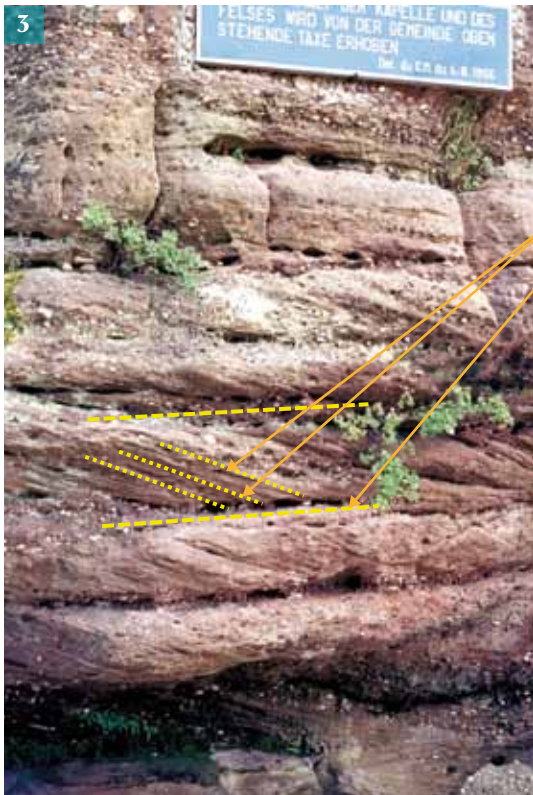
séquence de dépôts avec granoclassement vertical

surface basale d'un chenal

Litage oblique dans des formations fluviales



Litage oblique dans des formations fluviales

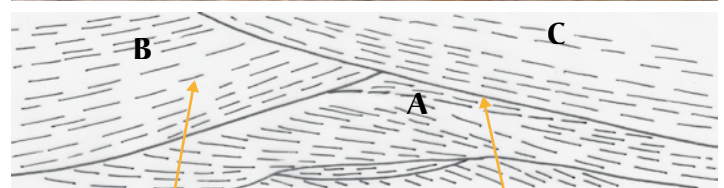


3

laminations obliques

plan de stratification

Stratifications entrecroisées dans des formations fluviales



4

séquence de comblement d'un chenal

plan de stratification ou base de chenal

Schéma interprétatif et chronologie des dépôts (A, B puis C)

Stratifications et litages

Caractères généraux

Les strates des formations sédimentaires détritiques montrent souvent une architecture interne qui renseigne sur les conditions de dépôt. Elles révèlent parfois une organisation en lits très fins, appelés lamines (ou leur regroupement, les laminations) dont les litages sont généralement obliques. Ces lamines peuvent aussi être associées en unités de taille variable, de pendages différents, définissant des **stratifications entrecroisées**. Ces unités présentent souvent des **granoclassements** des matériaux. L'ensemble de ces caractères permet de préciser la dynamique des dépôts, notamment la nature des agents de transport et leurs conditions d'action.

Litage oblique de dépôts dunaires éoliens

La [photo 1](#) présente une superposition d'unités ou séquences de dépôts plurimétriques constitués d'un matériel fin et bien classé de type **grès**. Chaque séquence est organisée en **laminations convexes** dont le pendage décroît de haut en bas. Le matériel de la base est très rubéfié et à disposition subhorizontale à la différence du matériel du sommet, fortement penté et moins rubéfié.

L'excellent tri des grains, leur faible calibre, leur rubéfaction partielle et le fort pendage de la partie supérieure des lamines, de l'ordre de **30 à 35°**, valeurs qui correspondent à la **pente d'équilibre d'un tas de sable sec**, conduisent à interpréter ces dépôts comme ceux d'**anciennes dunes éoliennes** dont seules les bases auraient été conservées. La direction de pendage des lamines, identique à toutes les séquences, traduit la constance du régime des vents qui soufflaient alors de la gauche vers la droite, le sable s'accumulant en laminations obliques sur le versant sous le vent. Le sommet tronqué de chaque séquence correspond à une surface d'érosion ou déflation développée lors de grandes tempêtes par exemple.

Litage oblique de dépôts et stratification entrecroisée

La [photo 2](#) montre des matériaux détritiques beaucoup plus grossiers, concentrés à la base des séquences de dépôts selon des plans de stratification **plus ou moins obliques**. De tels caractères dénotent un agent de transport bien plus compétent que le vent, l'eau en l'occurrence, et de fortes variations de son débit.

Certaines surfaces basales, de forme arquée, définissent des lits de chenaux qui ne sont conservés qu'en partie car tronqués les uns les autres ce qui donne lieu à une **stratification oblique entrecroisée** (un exemple est détaillé sur la [photo 4](#)).

De telles stratifications traduisent des changements fréquents du régime hydraulique ; selon les cas, ceux-ci peuvent se produire dans des **environnements fluviaux** par suite de crues, périodes d'érosion et d'installation de nouveaux chenaux, et de décrues, périodes de comblement des derniers chenaux formés. Ces stratifications se développent aussi dans les **milieux marins littoraux** où les changements de pendage des laminations indiquent des courants de marée changeant de chenaux, avec des inversions périodiques des sens de courant.

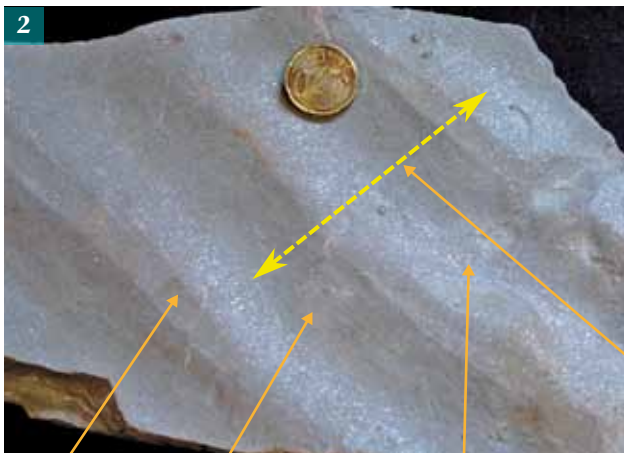
La [photo 3](#) présente un autre affleurement de dépôts marqué par une hétérogénéité granulométrique des éléments. On retrouve au sein de chaque banc des **laminations obliques** légèrement arquées, les limites entre bancs, plus sensibles à l'érosion, étant soulignées par des niveaux en creux. Il s'agit dans ce cas de l'architecture longitudinale de petits chenaux dont le comblement s'est fait par **croissance horizontale** ou **progradation** des laminations. Le pendage identique au sein d'une unité dénote l'invariance de la direction du courant ce qui est un caractère de **dépôt fluvial**, confirmé par l'hétérogénéité granulométrique des dépôts. Chaque limite entre bancs était formée au départ d'argilites déposées en fin de crue par décantation au niveau de plaines inondables parcourues de chenaux peu profonds.



surface de banc avec rides
différentes strates

Rides à la surface de bancs de grès

Rides symétriques : rides de houle

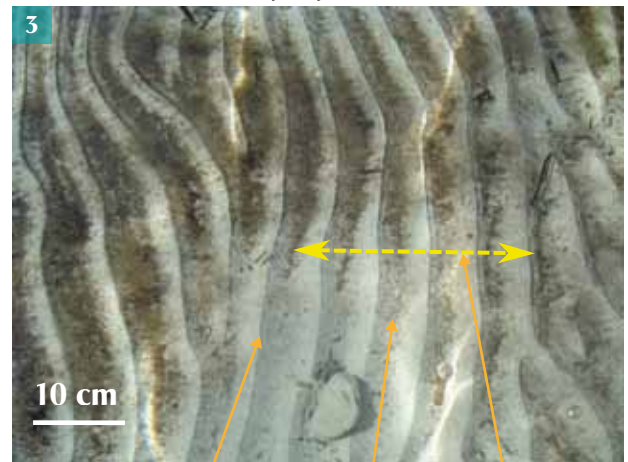


crête sillon dépôt de particules fines
(ici mica blanc) au creux des rides

Rides asymétriques : rides de courant



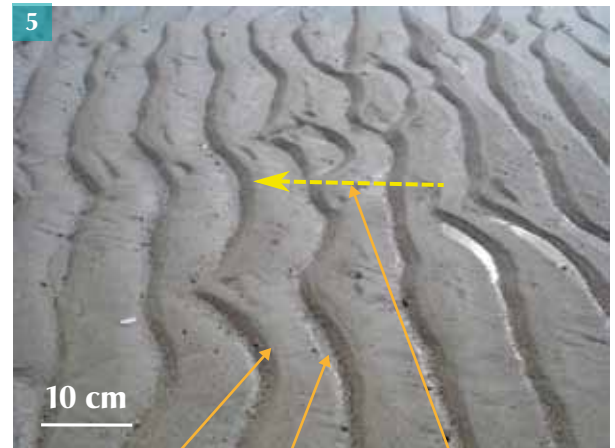
sens du courant flanc pentu crête flanc peu pentu



sillon crête direction de la houle

Rides asymétriques : rides de courant

(plage sableuse à marée basse – côte atlantique)



crête sillon courant de flot

Rides symétriques et asymétriques

Caractères généraux

Les affleurements sédimentaires exposent souvent des surfaces de bancs marquées par l'existence de figures sédimentaires dont l'analyse permet la reconstitution de certaines conditions de dépôts. Les surfaces de bancs gréseux présentent ainsi fréquemment des ondulations parallèles ou **rides** (photos 1, 2 et 4), analogues à celles que l'on observe aujourd'hui dans les environnements sableux littoraux (plages, estrans, milieux de faible profondeur...) (photos 3 et 5).

Ces observations actuelles montrent que la morphologie des rides peut être expliquée par l'hydrodynamisme des milieux. Celles-ci relèvent de deux types, **symétrique** et **asymétrique**, respectivement liés à des effets de **houle** et à des effets de **courants**. Ces rides sont encore appelées « **ripple-marks** ».

Enseignements

Les rides symétriques, des rides de houle

Les rides symétriques (photo 2) se développent sous l'**effet de la houle** en domaine peu profond (photo 3) car elles supposent des déplacements de l'eau sur le fond assez importants (de l'ordre de 0,3 à 0,5 m/s) pour arracher et transporter sur de courtes distances les particules sableuses. L'eau, mise en mouvement par la houle elle-même engendrée par le vent, décrit en surface un mouvement circulaire qui devient peu à peu elliptique en profondeur jusqu'à être strictement linéaire et horizontal au-dessus du fond. Ce va-et-vient à l'origine du déplacement des grains aboutit au remaniement de la surface sédimentaire en **rides et sillons orthogonaux à la direction de la houle**. La profondeur limite à laquelle les grains millimétriques sont déplacés est de moins de 10 m pour des houles faibles (longueur d'onde de 50 à 60 m et amplitude de moins de 1 m), de 20 à 30 m pour des houles fortes (longueur d'onde de 150 à 200 m et amplitude de 2 à 3 m).

Les rides asymétriques, des rides de courant

Les rides asymétriques (photo 4), fréquentes sur les plages soumises aux marées, sont par contre le fait des **vagues de déferlement** conjuguées aux **courants de marées** (photo 5). À l'approche du rivage, à mesure que la profondeur de la tranche d'eau diminue, les vagues, d'abord symétriques, deviennent asymétriques avec un sens d'oscillation dominant vers le rivage. A cela s'ajoute l'accélération du courant dans la direction du déferlement par suite de la réduction de la profondeur. Il en résulte un transport des grains à l'image de celui au niveau des dunes aériennes, du **flanc le moins pentu du côté amont du courant** vers le **flanc le plus pentu du côté aval** du courant. Les crêtes des rides se distribuent **orthogonalement au sens du courant**. Du fait de la réduction de 20 à 30% de la vitesse des courants de marée descendante ou jusant, ce sont en général les structures générées en marée montante ou **flot** qui sont les mieux conservées (photo 4).

Gisements

Les rides sédimentaires sont ainsi de bons marqueurs de l'hydrodynamisme des domaines intertidaux et infratidaux peu profonds. Elles sont fréquentes dans les grès triasiques et néogènes, périodes où des mers peu profondes recouvraient la France et lors desquelles la sédimentation détritique était abondante en raison de l'érosion des orogènes varisque et alpin.

Empreintes de terriers dans un grès argileux



surface de banc

terriers sur section verticale polie

Empreintes de pas de Reptiles et rides de houle à la surface d'un banc de grès

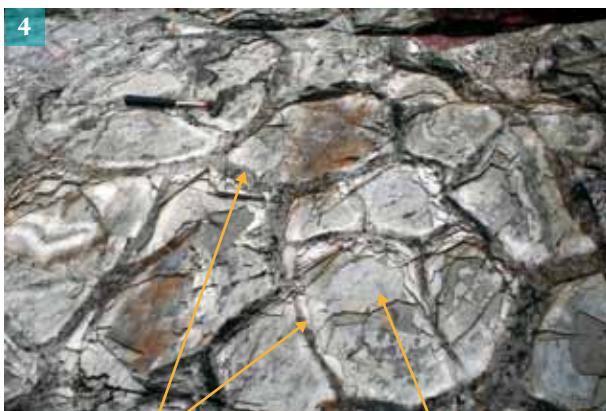


surface de banc

empreintes de pas de Reptiles

rides de houle

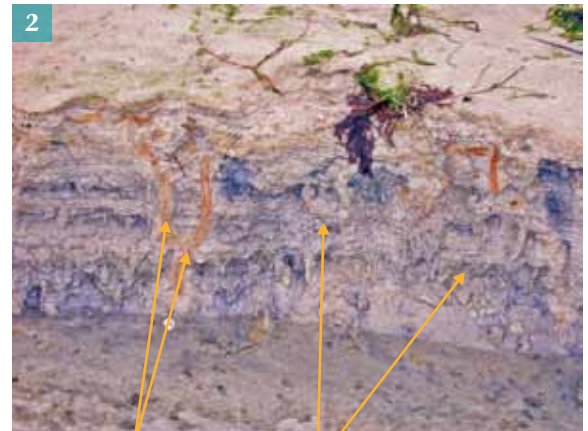
Polygones de dessiccation à la surface d'argilites



fentes de retrait en réseau polygonal

surface de banc

Terriers de vers dans la vase d'un estuaire



terriers de vers colorés par des oxydes de fer

lits de vase argileuse

Moulage interne d'un cristal de halite à la surface basale d'un banc gréseux



moulage interne cubique

surface du mur d'un banc de grès

Surface d'argiles soumises à dessiccation



réseau polygonal de fentes de retrait

Caractères généraux

Les surfaces de bancs de formations argileuses ou gréseuses montrent parfois des figures sédimentaires particulières. Celles-ci, interprétées à la lueur d'observations actuelles, fournissent des informations intéressantes sur les environnements de dépôts et les conditions de la sédimentation. Certaines de ces figures sont d'origine biologique (terriers, pistes, empreintes de pas ...) alors que d'autres sont les conséquences de processus physico-chimiques (dessiccation, précipitation, dissolution ...).

Les traces d'activités biologiques

Certaines formations argileuses portent en surface des traces circulaires qui se prolongent en profondeur sous forme de cylindres centi- à décimétriques. Le sédiment qui comble ceux-ci se distingue aisément de la roche environnante ([photo 1](#)). Par analogie avec les observations de vases d'estuaires ([photo 2](#)), ces traces sont interprétées comme d'anciens **terriers** de vers, comblés depuis. Le milieu était donc propice au développement d'organismes terrioles et certainement assez riche en matière organique, oxydée depuis. C'est le cas de nos jours des **lagunes littorales** et des plaines alluviales des estuaires.

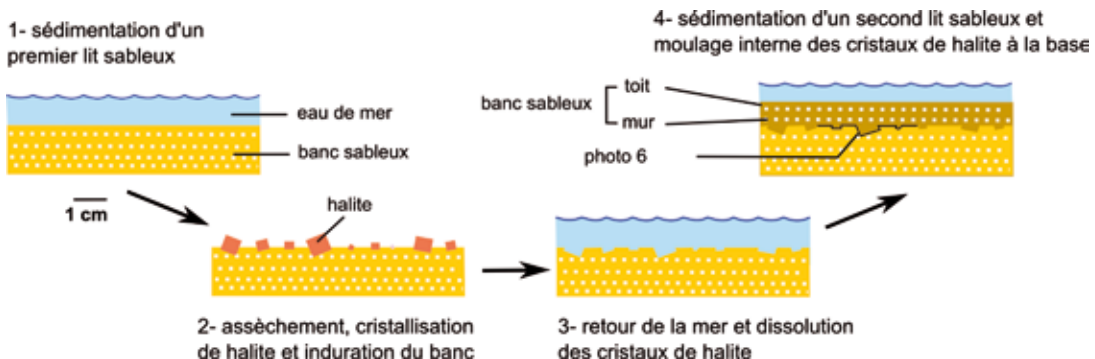
D'autres échantillons permettent parfois l'observation d'empreintes. Ainsi ces dalles de grès ([photo 3](#)) ont fossilisé des empreintes de pas de reptiles. Elles sont accompagnées de rides de houle. Les caractères de cette formation permettent la reconstitution d'un environnement littoral et témoignent des conditions intertidales ou supratidales de ces dépôts de sables d'âge triasique.

Des témoignages de processus physico-chimiques

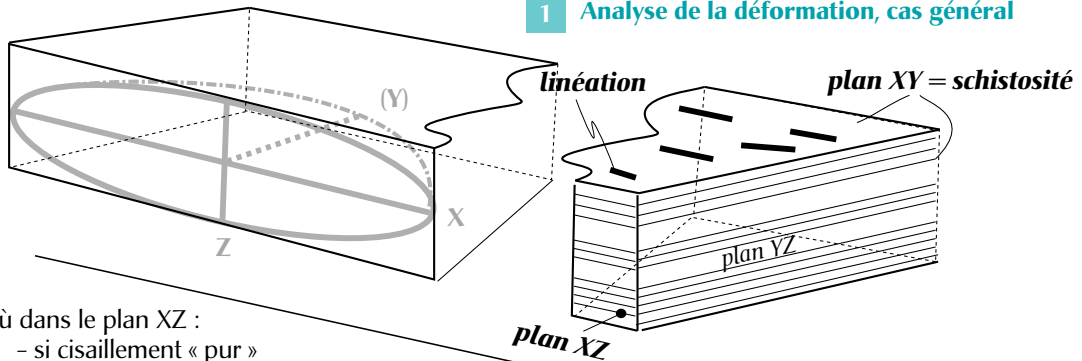
Cette formation ([photo 4](#)) présente à la surface des bancs un réseau polygonal de bandes argileuses dont la texture est très différente de celle du reste du banc. Ces figures rappellent donc en tout point les **fentes de retrait** observées dans les sables argileux soumis à dessiccation (vidange d'un étang, d'un lac, assèchement d'une lagune) ([photo 5](#)). Les fentes sont d'autant plus marquées que la proportion d'argiles est importante. Ces figures sédimentaires nommées **polygones de dessiccation** caractérisent par conséquent des **paléoenvironnements supratidaux** voire strictement **continentaux** (anciens lacs asséchés ...).

Des surfaces de base de bancs gréseux peuvent parfois montrer de petits reliefs ayant la forme de portions de cubes ([photo 6](#)). Ceux-ci évoquent la géométrie des cristaux de sel gemme ou halite ([fiche 34](#)) mais leur nature gréseuse indique que le **sel gemme** a depuis disparu et qu'il s'agit de **moulages internes** de ces cristaux conservés au mur des bancs gréseux ([figure 7](#)). Ceci permet de conclure au fait que ces sables fins se sont déposés en domaine intertidal voire plus certainement **supratidal**, sous climat assez chaud et sec pour conduire à l'évaporation totale mais temporaire de lagunes marines.

7 Mécanisme de genèse du moulage de cristaux de halite ou sel gemme

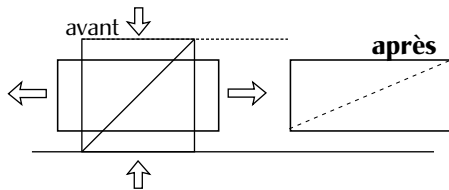


1 Analyse de la déformation, cas général

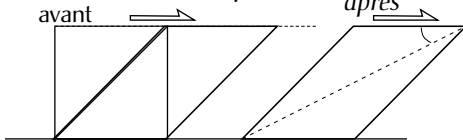


d'où dans le plan XZ :

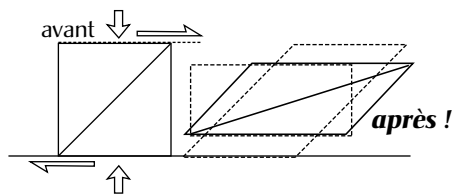
(a) - si cisaillement « pur »



(b) - si cisaillement « simple »

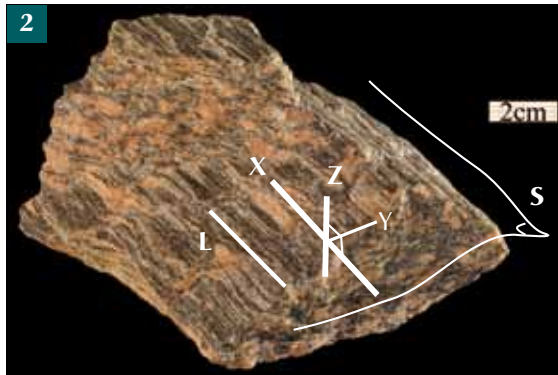


=> (c) résultante



Fentes de tension déformées

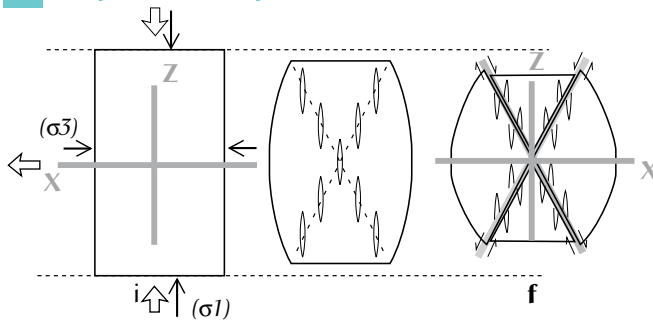
Orthogneiss



Fentes de tension et failles



3 Cas particulier de petites déformations (cassantes)



Modes de déformations et ellipsoïde de déformation

Une roche déformée de manière ductile (figure 1) se caractérise fréquemment par l'existence d'un débit planaire principal — le plan de **schistosité** — et d'une (ou plusieurs) orientation(s) linéaire(s) — la (ou les) **linéation(s)**. Schistosité et linéation, soulignées par des marqueurs déformés (tels que cristaux, fossiles...) permettent la construction de l'**ellipsoïde de déformation** (figure 1 et photo 2) : l'axe de raccourcissement principal Z est perpendiculaire au plan de schistosité, et l'axe d'étirement principal X est situé dans le plan de schistosité, selon la linéation d'étirement (quand elle est visible).

Par coutume et commodité, on distingue deux modes extrêmes de déformation : le **cisaillement** ou aplatissement « **pur** » (figure 1a) et le **cisaillement** « **simple** » (figure 1b). L'objet déformé est ainsi le résultat d'une combinaison linéaire de ces deux modes (figure 1c), sans que l'on puisse en apprécier les contributions respectives autrement que de manière **qualitative** : des formes symétriques dénotent une forte composante de cisaillement pur, des formes asymétriques plutôt du cisaillement simple.

Ces composantes et surtout le sens éventuel du cisaillement simple, qui présente un intérêt pour la reconstitution tectonique, sont à observer sur la face XZ. Cisaillements pur et simple sont toutefois impossibles à distinguer si la déformation a été très intense, comme illustré par l'échantillon d'orthogneiss de la photo 2 : le rubanement des cristaux d'orthose (roses, ici) ne permet plus de déceler une quelconque asymétrie et le sens éventuel de cisaillement est indéterminable.

Relations déformations – contraintes

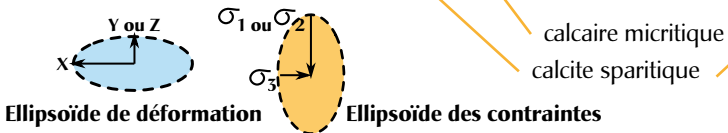
Les roches sont soumises à des forces s'exerçant sur leurs surfaces : ce sont des pressions ou contraintes. La déformation résulte de l'application de contraintes **anisotropes**. On observe une déformation dite « finie », qui représente une accumulation de déformation(s). **En général on ne connaît que l'état final et non l'état initial** : les contraintes appliquées sur l'échantillon ont pu varier au cours du temps, et cette information est hélas perdue. **Dans l'immense majorité des cas** les relations entre les ellipsoïdes de déformation et des contraintes sont donc impossibles à établir : on ignore absolument comment étaient positionnés les axes de contrainte par rapport à l'échantillon et **on ne peut placer que les axes des déformations !**

Le cas particulier de la déformation cassante par cisaillement pur

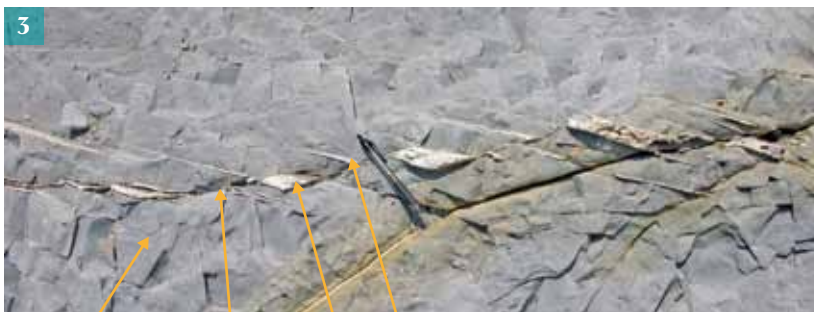
La figure 3 montre la compression d'une éprouvette de calcaire et illustre un cas de déformation faible en domaine « cassant ». Dans ce cas l'échantillon se raccourcit selon l'axe Z et des fentes de tension (fréquemment disposées en « échelons »), s'ouvrent par extension selon X, précédant la rupture de l'échantillon selon des plans de faille (failles normales, ici). L'ellipsoïde des contraintes est contrôlé et maintenu constant au cours du temps : le régime de déformation est en cisaillement pur et les axes de la déformation ne tournent pas par rapport aux axes des contraintes. On parle de **déformation coaxiale** (ou non rotationnelle). On peut (dans ce cas seulement) placer l'ellipsoïde des contraintes sur l'échantillon : l'axe σ_1 est confondu avec l'axe Z et l'axe σ_3 avec l'axe X. L'agencement des fentes traduit un affaiblissement mécanique et n'est pas quelconque : axe Z et contrainte σ_1 sont bissecteurs de l'angle aigu entre les deux plans de faille, qui est de l'ordre de 60 à 90° pour la plupart des matériaux.

Sur la photo 4, on note deux générations de fentes de calcite : les fentes épaisses, horizontales, sont recoupées par deux ensembles de fentes de tension plus tardifs pour lesquels il est possible de positionner σ_1 (parallèle à Z). Rien de tel sur la photo 5, où des fentes de quartz formées de manière essentiellement cassante ont été replissées et aplaties de manière ductile : seuls Z et X de la phase finale peuvent être replacés. On note aussi que le régime de déformation, ductile ou cassant, peut varier au cours du temps.

Fentes de tension dans un calcaire



Fentes de tension et décrochement



plan de rupture
calcaire micritique
fente de tension
calcite sparitique

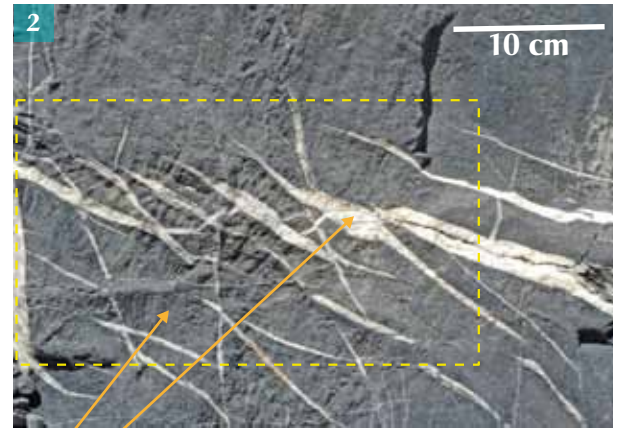


Stylolithes sur section polie de calcaire

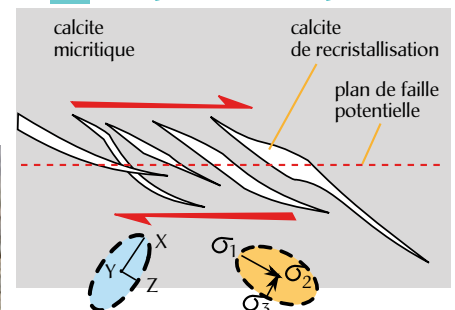
joint stylolithique
Joint stylolithique dégagé
pics stylolithiques



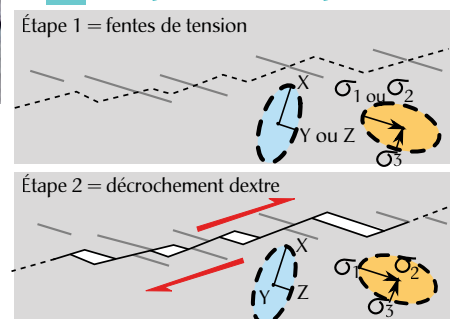
Fentes de tension en échelons dans un calcaire



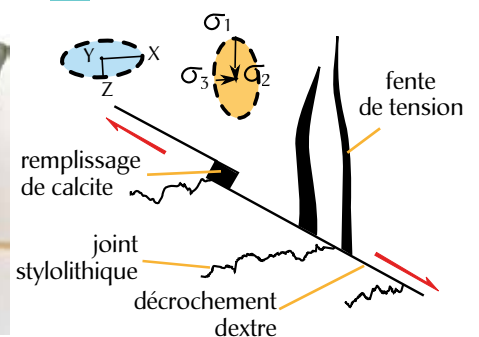
6 Interprétation de la photo 2



7 Interprétation de la photo 3



8 Stylolithes et fentes de tension



Dans quelques situations particulières comme celles décrites ci-dessous, l'analyse des structures tectoniques fournit certes la direction des axes de déformation mais peut donner accès, sous réserve de certaines hypothèses, à la direction des contraintes.

Interprétation tectonique des fentes de tension

La [photo 1](#) présente un calcaire micritique traversé par deux bandes claires de calcite sparitique soit une calcite sans impureté qui témoigne d'une **crystallisation post-sédimentaire**.

Les bandes sparitiques doivent être considérées comme d'anciens vides en forme de **fentes** qui se sont formés suite à la fracturation de la roche comprimée et qui ont été peu à peu comblés par la précipitation de carbonate de calcium. La direction d'ouverture des fentes, globalement orthogonale au plan des fissures, correspond à la **direction d'allongement X** mais l'observation dans un seul plan ne permet pas d'identifier avec certitude les directions de raccourcissement Z et intermédiaire Y. **Les fentes matérialisent le plan (YZ)**. En régime de **déformation coaxiale** (fentes symétriques), la direction X est corrélable à la direction de la contrainte mineure σ_3 . Ces fentes, nommées **fentes de tension** au sens de traction (étirement des deux bords), se développent en domaine assez superficiel, lorsque la contrainte lithostatique ou de charge est modeste.

Les fentes de tension s'observent fréquemment dans des dispositifs **en échelons** ([photo 2](#)). Par un raisonnement analogue, on peut indiquer que leur direction générale correspond à la direction de raccourcissement Z soit celle de la contrainte majeure locale σ_1 , **tout au moins lors de l'initiation**. Leur épaisseur ou direction d'allongement Z fournit la direction de la contrainte mineure locale σ_3 ([figure 6](#)). Ces **fentes de tension** ont ici une forme légèrement sigmoïde imputable à une déformation rotationnelle préfigurant une rupture totale de type décrochement dextre qui ne s'est pas produite dans ce cas. Des fentes plus étroites et subverticales sont recoupées ou recouperont le tout ; ces événements mineurs sont antérieurs ou postérieurs à l'événement majeur analysé.

Fentes de tension et stylolithes dans l'exemple d'un décrochement

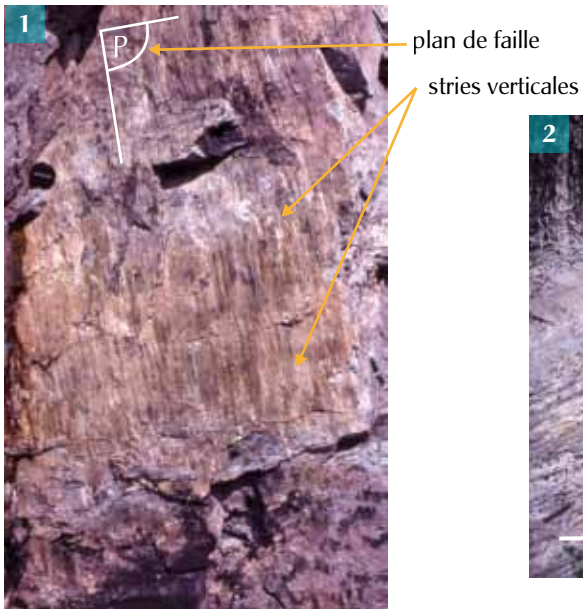
Le plan d'observation étant horizontal, la roche ([photo 3](#)) présente un plan de fracture apparemment vertical souligné par la présence d'amas losangiques de calcite. Ceux-ci correspondent aux vides engendrés par la fracturation et le déplacement d'un compartiment vis-à-vis de l'autre. Il s'agit donc d'un **décrochement dextre**. Cette zone est accompagnée de fentes de tension qui permettent de déterminer la direction initiale de raccourcissement Z soit la direction de la contrainte majeure σ_1 ([figure 7](#)). Celle-ci se révèle être orientée à 30° du plan de rupture correspondant au décrochement. On peut donc supposer qu'elle est également responsable du décrochement si on se réfère aux résultats expérimentaux de la rupture des roches. La **composante tangentielle** de σ_1 dans le plan de rupture détermine alors le mouvement dextre.

Dans les calcaires, les fentes de tension sont souvent accompagnées d'autres figures appelées **stylolithes**. Celles-ci apparaissent en coupe comme des lignes en zig-zag ([photo 4](#)), de direction globale orthogonale à celle des fentes de tension. Ces lignes montrent une alternance de pointes ou **pics stylolithiques** que l'érosion peut dégager sous forme d'une surface ([photo 5](#)).

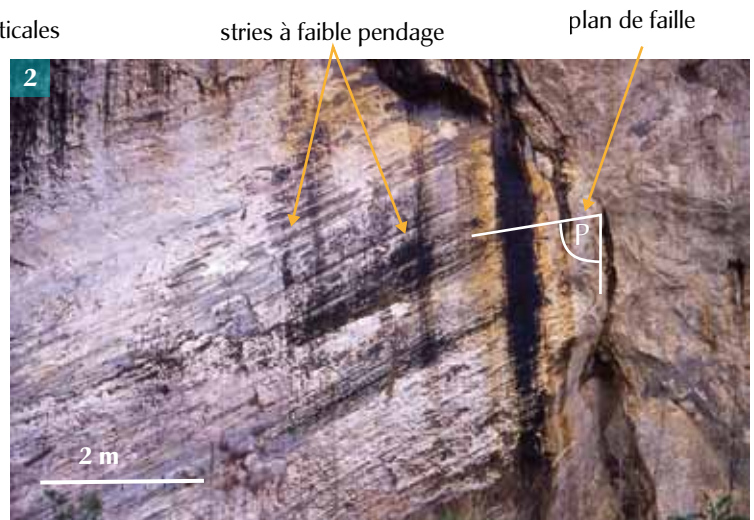
Les surfaces stylolithiques correspondent à des **surfaces de dissolution** donc de raccourcissement. La **direction des pointes est celle de Z** qui est aussi la direction de la **contrainte majeure σ_1** . La ligne en coupe est parallèle à X ce qui explique qu'elle soit orthogonale aux fentes de tension.

Dans le cas de la déformation cassante de la [figure 8](#), les fentes et stylolithes permettent de positionner les axes de déformation et, ici aussi, les axes de contraintes, la composante tangentielle de σ_1 expliquant alors le mouvement dextre.

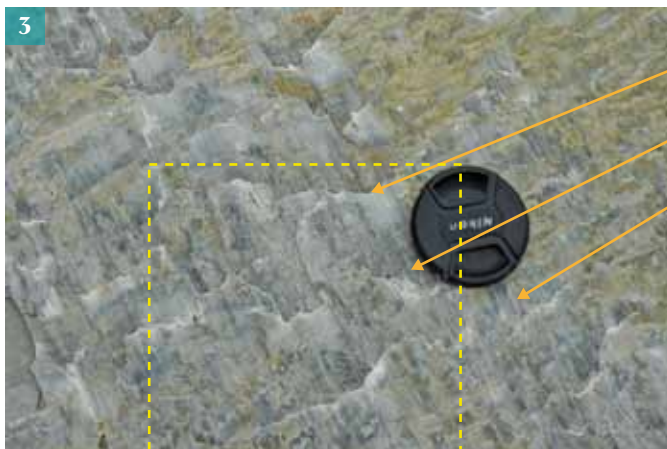
Il faut noter qu'il existe un autre type de stylolithes, de bien plus grandes amplitude et longueur d'onde. Ils résultent de dissolutions lors de la compaction des sédiments et non d'événements tectoniques.



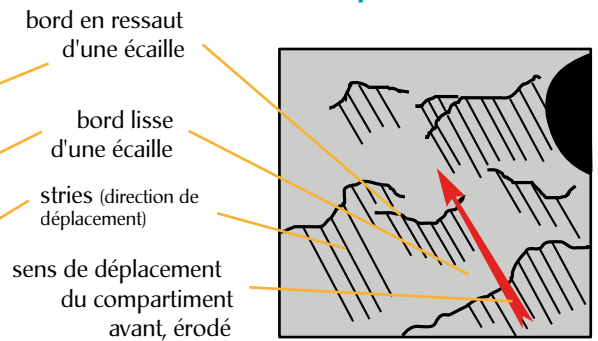
Stries sur des miroirs de failles



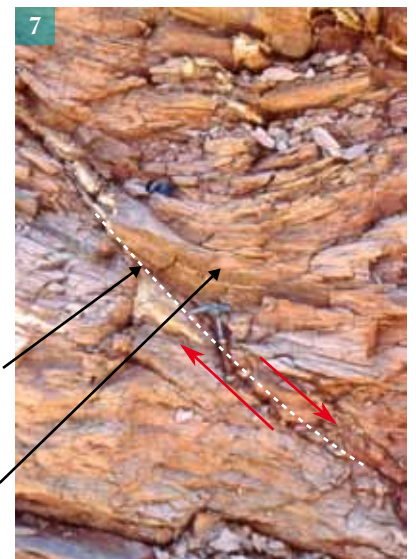
Ecailles et stries sur un miroir de faille



4 Interprétation du miroir de faille de la photo 3.



Crochons de failles



Stries et direction du mouvement

Le **plan de faille** ou **miroir de faille** peut être dégagé par érosion et disparition de l'un des compartiments. Ce plan peut alors porter des marqueurs tectoniques (encore appelés tectoglyphes) qui fournissent des informations sur les mouvements ayant accompagné la mise en place de la faille.

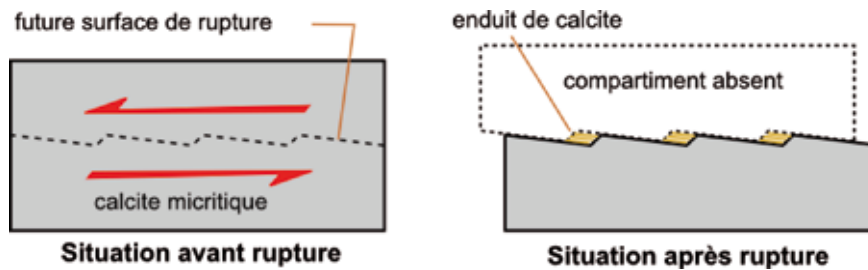
Les figures les plus fréquentes sont les **stries**. Ce sont les marques liées au frottement des aspérités dans le plan de glissement des compartiments. Ces stries sont parallèles à la direction du déplacement et fournissent donc la direction de celui-ci. Elles sont plutôt verticales dans une faille à fort rejet vertical ([photo 1](#)) ; elles sont plutôt horizontales dans le cas d'un décrochement défini par un fort rejet latéral et un faible rejet vertical ([photo 2](#)).

Marqueurs du sens du mouvement

Les écaïlles

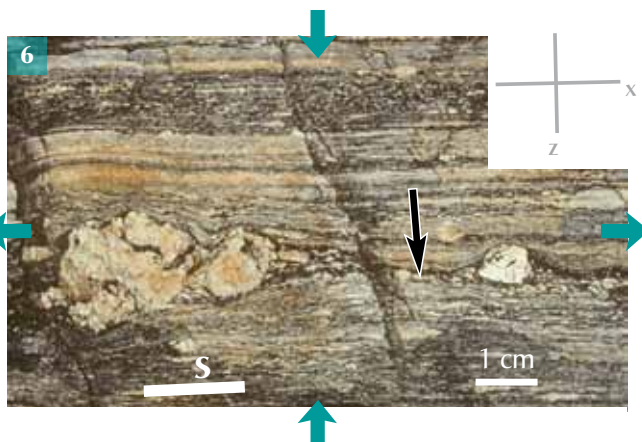
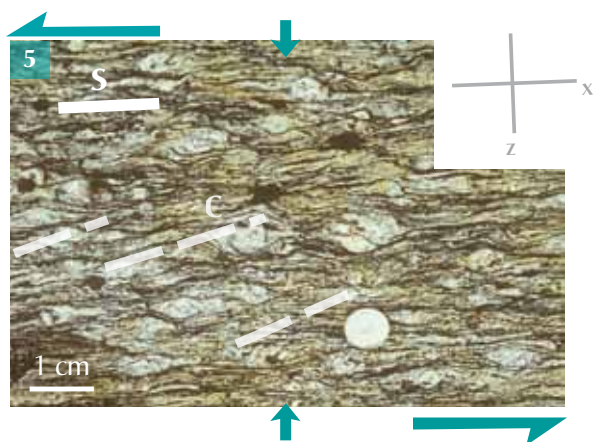
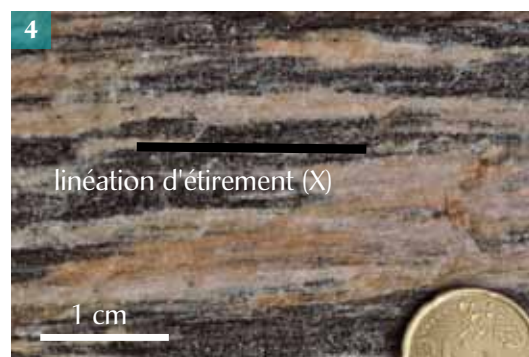
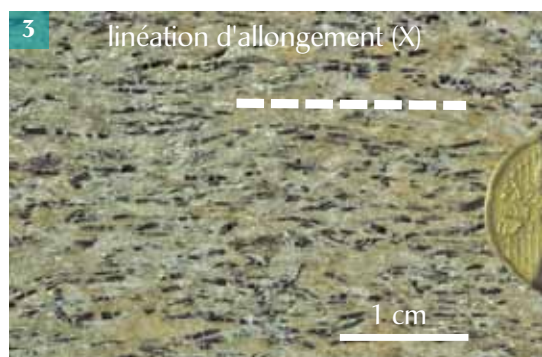
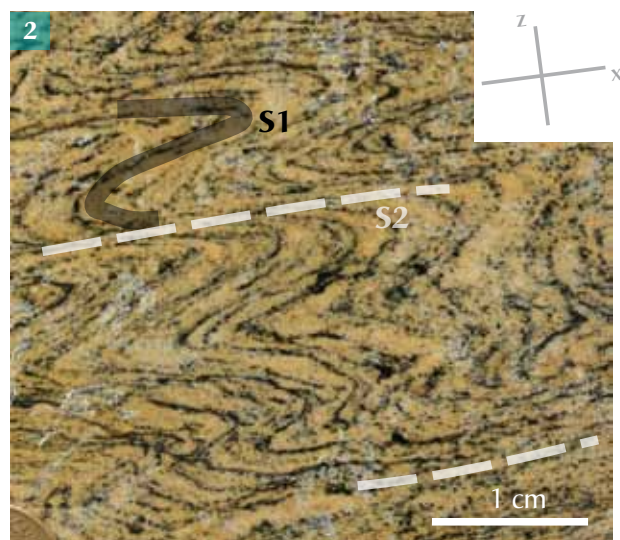
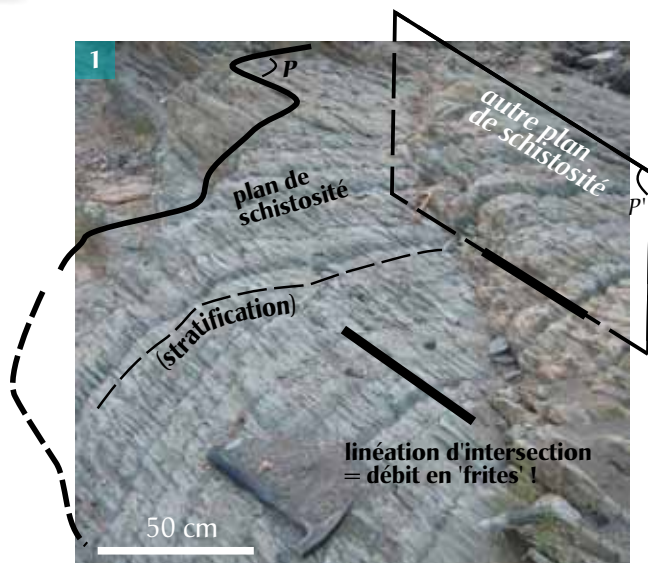
Dans les roches sédimentaires calcaires, les plans de faille présentent très souvent des enduits de calcite définissant des écaïlles centimétriques à pluricentimétriques, dont la surface est striée. Ces enduits constituent des **écaïlles** ([photo 3](#) et [figure 4](#)). Celles-ci montrent une structure dissymétrique que l'on peut percevoir en glissant la main sur la surface des écaïlles : l'un des bords est, au contact du plan de faille, sans relief particulier ; l'autre bord se détecte aisément sous forme d'un micro-ressaut. Ces écaïlles résultent de recristallisations qui se produisent dans des espaces engendrés au niveau du plan de faille lors du glissement des deux compartiments ([figure 5](#)). La cristallisation se fait d'abord au contact de la surface du plan. Le ressaut correspond à la partie finale de la zone cristallisée ; il est dégagé par l'érosion de l'un des compartiments. Le regard des ressauts donne ainsi le sens du déplacement du compartiment érodé. Celui-ci s'est donc déplacé vers le haut et la faille correspond à une faille inverse.

5 Schéma de formation des écaïlles.



Les crochons de failles

Par ailleurs, au voisinage du plan de faille, et dans une section perpendiculaire à celui-ci, il est possible d'observer des déformations ductiles localisées qui ont accompagné la rupture. Ces déformations constituent des **crochons**. Leur taille peut être très variable, de l'ordre du centimètre pour des microfailles à plusieurs dizaines de mètres. La morphologie des crochons donne alors le sens du mouvement des deux blocs. Ces crochons permettent notamment de distinguer aisément failles inverses ([photo 6](#)) et normales ([photo 7](#)).



Schistosité(s)

La [photo 1](#) montre un débit planaire très net, à l'origine du plan d'affleurement sur lequel repose le marteau. Il s'agit d'une **schistosité** car la **stratification**, autre sorte de structure planaire, est encore bien visible sur l'affleurement : elle est décelable par l'alternance de niveaux sombres et clairs légèrement arqués. Une autre schistosité est visible sous forme de plans verticaux P'orthogonaux au plan P. L'intersection des deux schistosités entraîne un débit en « frites » caractéristique et détermine des structures linéaires selon l'axe du marteau. Celles-ci correspondent à une **linéation d'intersection**. Cette linéation ne représente donc pas une direction d'étirement (par opposition aux [photos 3 et 4](#)), et on ne peut pas lui associer une signification en terme d'axe X de la déformation.

La [photo 2](#) illustre également l'interférence de deux schistosités mais, cette fois, une relation chronologique claire s'en dégage.

Une première étape de déformation a donné naissance à la schistosité 1 (S1), soulignée entre autres par les niveaux à minéraux sombres (riches en biotite) et celle-ci a été replissée. Cette première schistosité constitue par ailleurs une **foliation** car elle fait alterner des lits de nature minéralogique différente (lits quartzo-feldspathiques et lits sombres à biotite).

Par contraste la deuxième schistosité (S2) est encore assez fruste et parallèle aux plans axiaux des plis. On peut néanmoins positionner l'axe Z (aplatissement principal; en moyenne perpendiculaire à la schistosité) associé à ce deuxième épisode de déformation.

Linéation(s)

On rencontre deux grands types de linéations marquant la direction d'étirement principal (soit l'axe X de l'ellipsoïde de déformation) : la **linéation minérale** et la **linéation d'étirement**. On rappelle ici que la linéation est contenue dans le plan de schistosité (ou plan XY), dans lequel elle doit donc être recherchée.

Sur la [photo 3](#), des cristaux acirculaires de glaucophane définissent une orientation minérale, résultat de la croissance et/ou de la réorientation de cette amphibole dans une direction privilégiée de l'espace : **cette linéation est donc un marqueur de la déformation finie**.

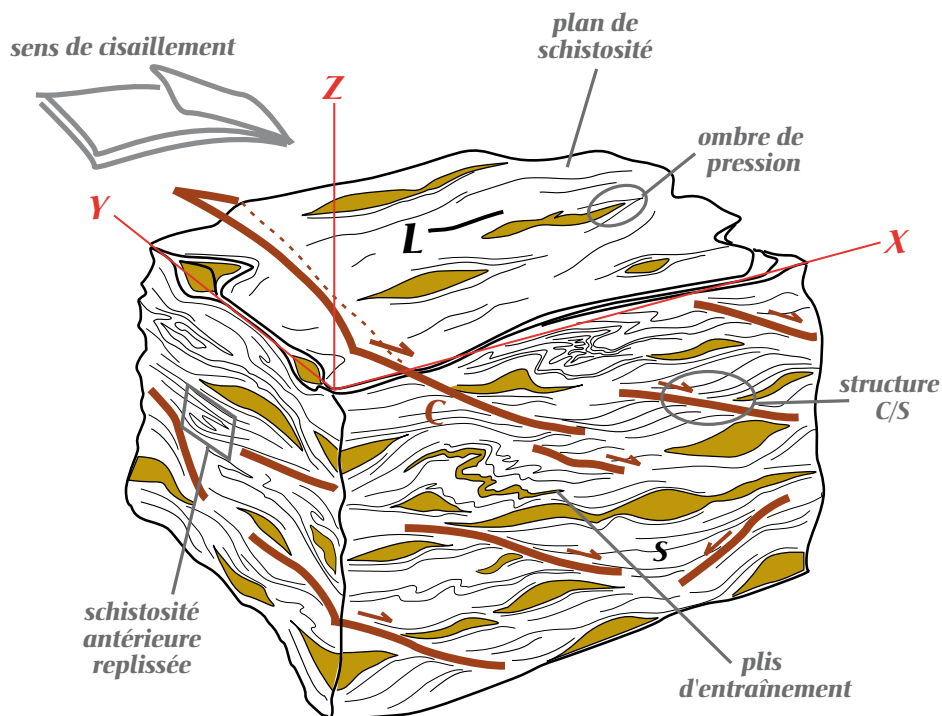
De manière analogue, l'étirement très fort des cristaux de feldspath (roses) et de quartz (gris-blanc) de la [photo 4](#) montre que la matière a flué de manière prédominante dans une direction donnée de l'espace.

Nature du cisaillement (pur ou simple) : analyse dans le plan XZ

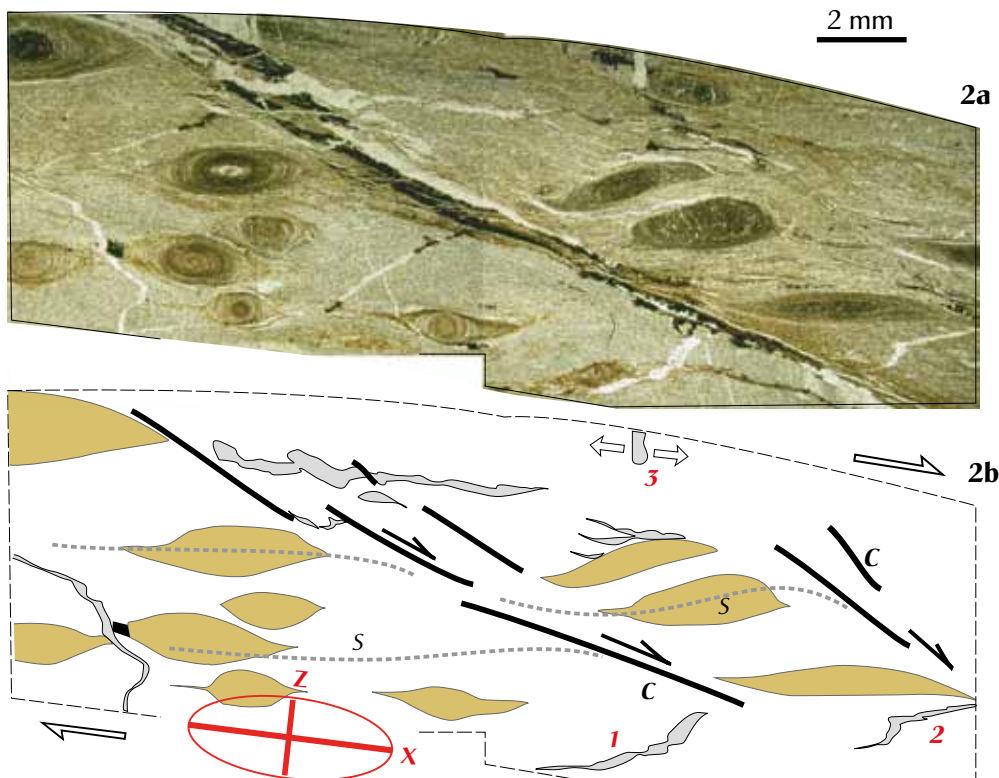
Une fois reconnues schistosité et linéation associée à l'étirement, et les axes Z et X respectivement positionnés, il est alors possible de s'interroger sur la **nature du cisaillement** subi par l'échantillon. À titre d'exemples, deux photographies de gneiss ont été prises dans le plan XZ de la déformation : la schistosité y est horizontale et l'axe Z vertical par conséquent.

Le gneiss œillé de la [photo 5](#) montre des structures œillées **asymétriques** et, obliques à la schistosité (S), des bandes de cisaillement (C) disposées de manière bien réglée, régulière. Ces deux observations suggèrent un cisaillement sénestre de l'ensemble de l'échantillon. La [photo 6](#) présente plutôt des structures **symétriques** de boudinage avec renflement du niveau central et amincissements des bords (flèche noire). L'une ([photo 5](#)) témoigne donc d'un mode de déformation plutôt par **cisaillement simple** et l'autre ([photo 6](#)) plutôt par **cisaillement pur**. On note également, pour chaque échantillon, que les structures pertinentes pour déterminer le type de déformation se situent au niveau d'objets plus rigides que le reste de l'échantillon.

1 Bloc-diagramme illustrant les principales déformations ductiles associées au cisaillement



2 Déformations enregistrées par un calcaire oolithique (2a) et leur interprétation (2b)



Critères de cisaillement repérables sur échantillon

Les critères de cisaillement (ou « cinématiques ») fréquemment rencontrés dans le plan XZ sont (figure 1) :

- **les structures C/S** ; la schistosité S est en effet fréquemment défléchie au voisinage de bandes concentrant déformation, déplacement relatif et cisaillement, appelées bandes de cisaillement ou bandes C. La manière dont la schistosité est entraînée à proximité de la bande C renseigne sur le sens de cisaillement.
- **les ombres de pression**, asymétriques ou non, développées autour des « yeux » (figure 1, feldspaths de la photo 5 de la fiche 41).
- **les plis d'entraînement** : ils se développent aux dépens de structures préexistantes (rubanements, fentes de tension,...) et marquent par leur asymétrie un sens préférentiel de déversement et donc de cisaillement.

Pour savoir si la déformation est plus ou moins symétrique, **une analyse statistique des critères s'impose**, chaque hétérogénéité (selon sa viscosité, sa forme et son orientation) influençant localement la disposition de la schistosité. En moyenne, on note ainsi dans la figure 1 une asymétrie dextre dominante.

On observe que la schistosité, subhorizontale ici (figure 1), est rebroussée au voisinage des **bandes de cisaillement** et de nombreux objets rigides sont boudinés (anciennes veines notamment). Ces bandes sont donc bien des zones de déplacement relatif et concentrent une partie de la déformation ductile. Elles sont en quelque sorte analogues aux failles rencontrées dans la déformation cassante.

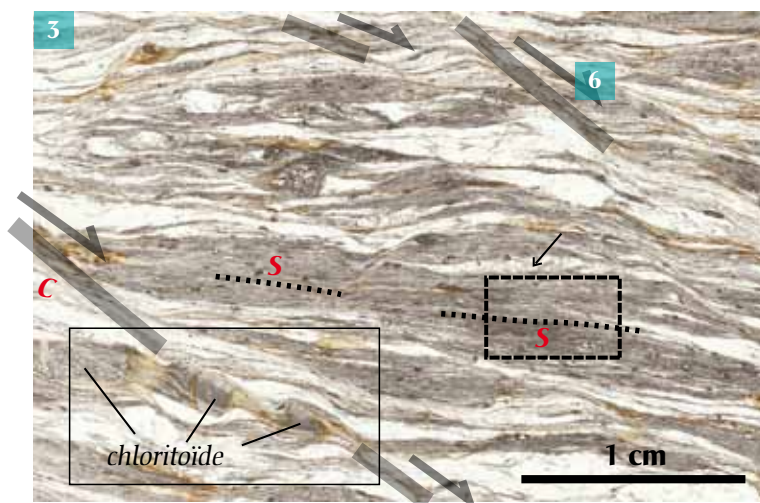
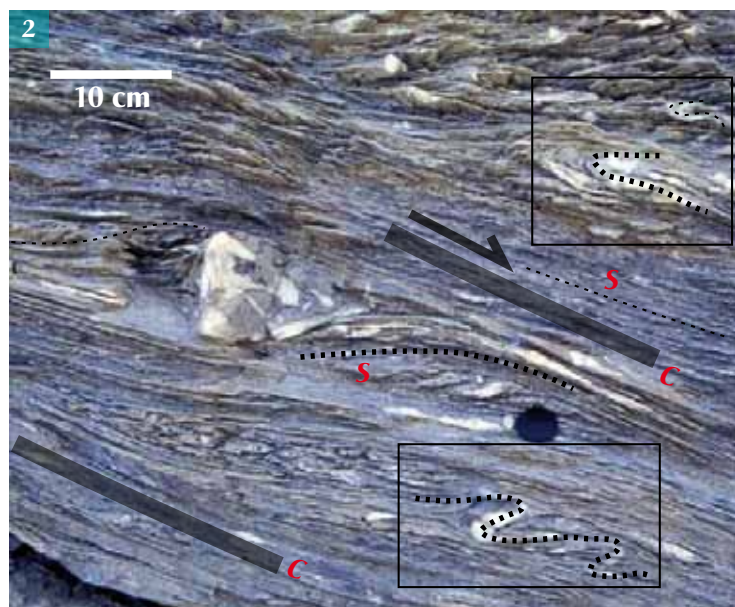
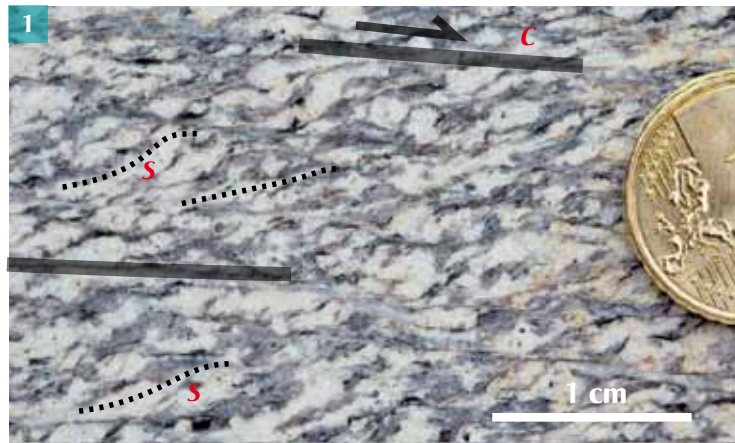
Remarquons enfin, dans la zone encadrée sur la face YZ de la figure 1, l'existence d'une schistosité antérieure : ceci montre qu'on ne possède qu'un arrêt sur image — c'est la **déformation « finie »**, à partir duquel on ne reconstitue bien, en général, que le dernier épisode de déformation. Les étapes de déformation antérieures (parfois associées à un cycle tectonique totalement différent) sont plus difficiles, voire impossibles à reconstituer, car largement oblitérées.

Application à un calcaire oolithique tectonisé

La photo 2a (schéma interprétatif en 2b) montre le cas de figure assez rare où l'on possède une idée de **l'état initial de l'échantillon avant déformation** grâce à un marqueur morphologique-clef, des oolithes (sphérules d'origine sédimentaire). Le rapport de forme des oolithes étant initialement circulaire (en coupe), on peut ainsi évaluer la quantité de déformation en lui comparant le rapport de forme des objets actuels. On remarque :

- l'aplatissement des oolithes marquant une schistosité fruste et horizontale, perpendiculaire à Z, leur morphologie sigmoïde et la présence de structures C/S (d'ailleurs plus développées à droite de la bande sombre), compatibles avec un cisaillement dextre de l'échantillon ;
- les ombres de pression en arrière des oolithes (formant une sorte de sillage) ;
- l'existence de fractures scellées (des « veines », représentées en gris sur le schéma 2b) : il s'agit de fentes de tension ouvertes selon la direction d'étirement X puis replissées, boudinées et cisailées de manière dextre à mesure qu'aplatissement et cisaillement ont progressé.

La déformation peut donc être décrite ici par **un seul régime ou épisode de déformation**, mais on y décèle une **évolution chronologique** : les veines en effet ne se sont pas toutes formées de manière synchrone car elles montrent des quantités contrastées de boudinage et/ou d'aplatissement. Les chiffres donnés sur le schéma 2b précisent ainsi leur chronologie relative d'apparition.



Structures C/S dans un métagranite

La [photo 1](#) montre au sein d'un métagranite une **schistosité oblique (S)** marquée par l'**aplatissement des cristaux blancs de feldspaths** (cet aplatissement est également visible, mais moins nettement, dans le quartz de couleur gris sel). On distingue également des **bandes de cisaillement (C)** subhorizontales qui recoupent l'échantillon et au voisinage desquelles ces mêmes cristaux de feldspaths sont particulièrement étirés. Leur **morphologie sigmoïde**, ici statistiquement en forme de « S », est indicatrice d'un **cisaillement dextre**.

Bien que la schistosité soit définie comme constituant le plan d'aplatissement principal, elle ne correspond pas toujours à un débit planaire macroscopique. Le débit le plus évident ici est associé principalement aux bandes de cisaillement et non à la schistosité.

Structures C/S dans un calcschiste

Contrairement au métagranite ([photo 1](#)), la déformation sur la [photo 2](#) affecte une roche initialement très anisotrope et stratifiée : il s'agit d'un calcschiste, ancienne marne pélagique à fractions pélitique et carbonatée. La déformation se caractérise par un aplatissement marqué, avec des replis révélant l'existence d'une schistosité ou stratification antérieure (partie encadrée, en haut).

Les plis d'entraînement soulignent (partie encadrée, en bas) le **caractère clairement rotationnel** de la déformation : les structures, probablement d'anciennes veines, ont tourné dans le sens horaire. Ceci est compatible avec le **cisaillement dextre** indiqué par la grande ombre de pression asymétrique formée autour du bloc sublosangique, au centre-gauche de l'image. Ce sont ici les veines de carbonates (blanches) qui, en perturbant l'homogénéité de la matrice, marquent le mieux les déflexions de la schistosité.

Structures C/S dans une métapélite

Les structures C/S se retrouvent à toutes les échelles, du micromètre au kilomètre. La [photo 3](#) illustre un exemple au niveau d'une lame mince de micaschiste à grenats, chloritoïdes (cristaux de la zone encadrée à gauche), phyllosilicates (chlorite et mica blanc formant les parties grises) et quartz (plages blanches). La schistosité, subhorizontale et bien visible, est recoupée par des bandes de cisaillement avec des structures C/S dextres. Les cristaux de chloritoïde montrent également des ombres de pression asymétriques. On peut, de plus, noter la présence d'une schistosité antérieure replissée au-dessus du cadre pointillé de droite (flèche).

Ces exemples montrent que ce sont les **hétérogénéités** qui « révèlent » ou « marquent » la déformation. Sur la [photo 3](#), la zone encadrée à gauche montre des cristaux de chloritoïde morcelés et étirés (« boudinés »), attestant de l'existence d'aplatissement et de cisaillement. Par contraste l'encadré de droite, plus homogène, ne fournit aucune indication quant à l'existence (et *a fortiori* le sens) de cisaillement.

Une expérience simple pour se convaincre de l'importance des hétérogénéités : il est possible de visualiser la déformation finie avec une pâte à modeler initialement constituée d'une alternance de couleurs et agrémentée de petites billes de métal ou de verre, voire de brins de paille. Ceci serait bien impossible avec une pâte à modeler de couleur homogène et sans objet inclus.

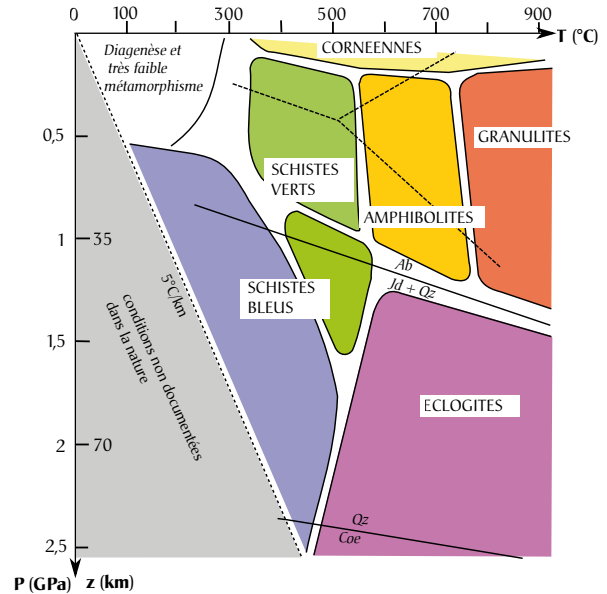
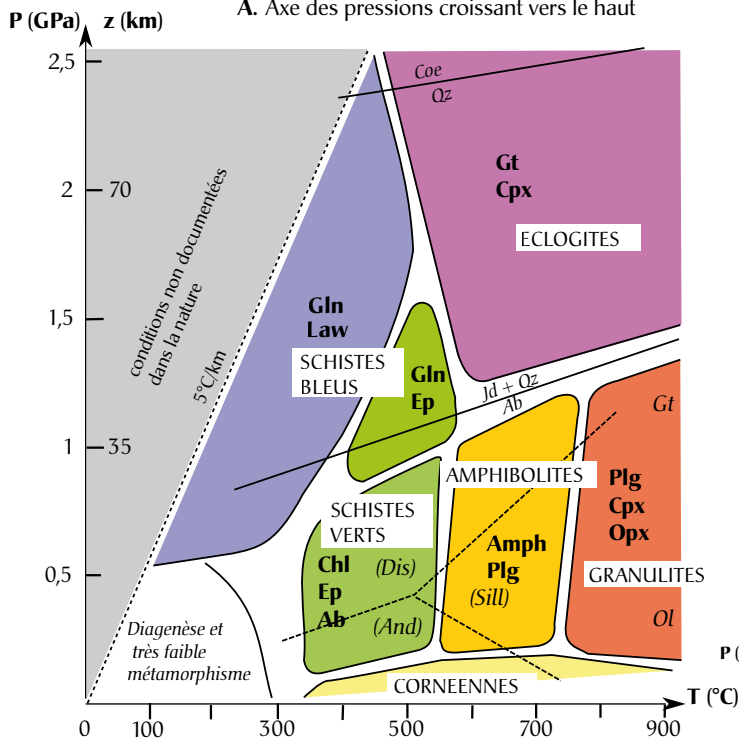
Dans chacun des exemples ci-contre la déformation est très asymétrique : on la qualifie aussi de « rotationnelle » ou « non coaxiale », soulignant par là que les axes de la déformation ont tourné au cours du temps et qu'axes de déformation et axes des contraintes ne coïncident pas.

1 Les faciès métamorphiques, établis sur la séquence basique.

Deux représentations habituelles des faciès métamorphiques

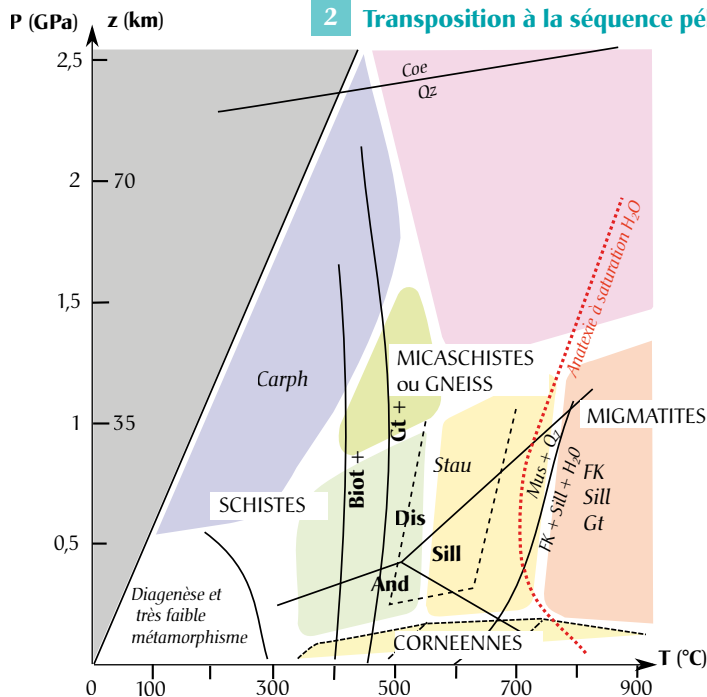
A. Axe des pressions croissant vers le haut

B. Axe des profondeurs croissant vers le bas



Ab : albite ; Amph : amphibole ferromagnésienne ; And : andalousite ; Chl : chlorite ; Coe : coésite ; Cpx : clinopyroxène ; Dis : disthène ; Ep : épidote ; Gln : glaucophane ; Gt : grenat ; Jd : jadéite ; Law : lawsonite ; Ol : olivine ; Opx : orthopyroxène ; Plg : plagioclase ; Qz : quartz ; Sill : sillimanite.

2 Transposition à la séquence pélitique.



And : andalousite ;
Biot : biotite ;
Carph : carpholite ;
Coe : coésite ;
Dis : disthène ;
FK : feldspath potassique ;
Gt : grenat ;
Mus : muscovite ;
Qz : quartz ;
Sill : sillimanite ;
Stau : staurotide.

Caractères généraux

Le métamorphisme est défini comme l'ensemble des transformations structurales et minéralogiques qui affectent à l'état solide des roches portées à des conditions de pression et de température (P,T) différentes de celles où elles ont été formées.

Les roches initiales constituent les **protolithes**. Elles peuvent être d'anciennes roches sédimentaires ou magmatiques conduisant à des roches métamorphiques qualifiées respectivement de **paradérivées** ou d'**orthodérivées**. Le protolithe est parfois déjà métamorphique ce qui donne des roches **polymétamorphiques**.

Les modifications de pression et de température sont généralement liées à des processus géodynamiques (subduction, collision...) ce qui explique le lien entre tectonique et **métamorphisme**, alors qualifié de **régional** du fait de son extension. Le **métamorphisme de contact** correspond à des transformations localisées de l'encaissant à proximité d'une intrusion magmatique ; il est principalement d'origine thermique et produit des roches appelées **cornéennes**.

L'identification d'une roche métamorphique repose sur l'analyse de ses caractéristiques **structurales** (schistosité, foliation) et **minéralogiques** : elle présente généralement un assemblage de minéraux stables, qui définit sa **paragenèse** et qui dépend du chimisme général de la roche et des conditions de pression et de température de formation.

Composition des protolithes et séquences métamorphiques

L'ensemble des roches susceptibles de dériver d'un même protolithe, placé dans différentes conditions (P,T), définit une **séquence**. On se limite ici à l'étude des **séquences pélitique, quartzo-feldspathique et basique**, dont les protolithes sont respectivement d'anciennes roches argileuses, d'anciens grès ou d'anciens granites, d'anciens gabbros ou basaltes. Lorsque la nature du protolithe est identifiable sans analyses de laboratoire, il est d'usage de nommer la roche métamorphique en associant le préfixe **méta-** au nom de celui-ci (exemples : métapélite, métagranite, etc.).

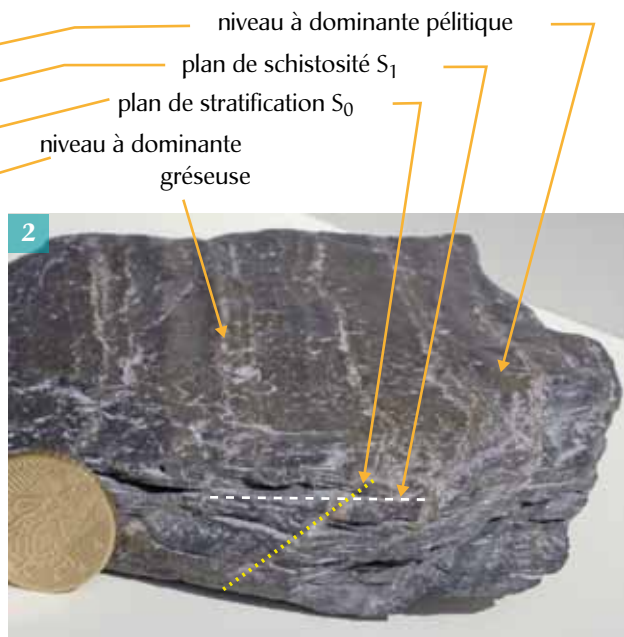
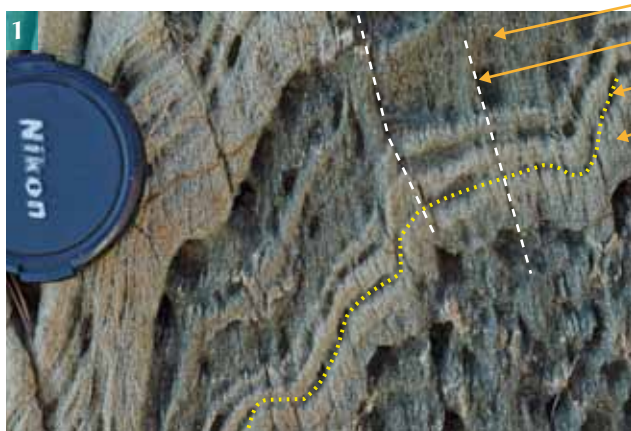
Conditions de pression, de température et faciès métamorphiques

Pour une composition chimique donnée, la paragenèse observée dépend du domaine de pression et de température dans lequel a été portée la roche. Par commodité, l'ensemble du champ (P,T) a donc été découpé en différents domaines, appelés **faciès métamorphiques** : toutes les paragenèses ayant cristallisé dans le même domaine (P,T) appartiennent ainsi au même faciès, quelle que soit la composition chimique du protolithe. La terminologie des faciès a été établie sur la séquence **basique** (figures 1A et 1B) mais son application est étendue aux autres séquences (figure 2). On observe alors qu'une roche peut appartenir au faciès « schistes bleus » sans être un schiste bleu au sens pétrographique si elle se rattache par exemple à la séquence pélitique.

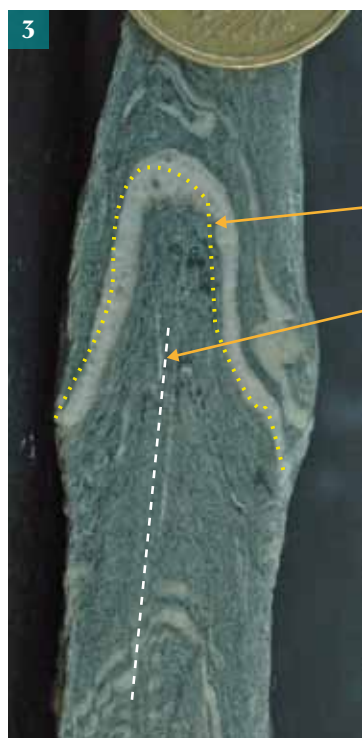
La reconstitution des conditions de pression et de température se fonde notamment sur la connaissance des domaines de stabilité des différents minéraux. La pression alors estimée est la **pression lithostatique** induite par la masse des roches situées au-dessus de la formation considérée. Elle est estimée en kbar ou en gigapascal (1 GPa = 10 kb). Cette pression **isotrope** peut donc être reliée à la **profondeur** ce qui donne, avec les masses volumiques des matériaux, la relation approximative : Pression (GPa) = profondeur (km) × (0,027 à 0,030). L'analyse du métamorphisme fournit ainsi des informations sur les mouvements **verticaux** des matériaux.

Les roches métamorphiques présentent fréquemment des déformations. Celles-ci sont déterminées par l'existence de contraintes **tectoniques, anisotropes**, qui favorisent les recrystallisations. Leur effet est marqué du fait de la ductilité des matériaux mais, aux profondeurs considérées, leur valeur reste faible au regard de la pression lithostatique ce qui fonde la validité de l'estimation des profondeurs.

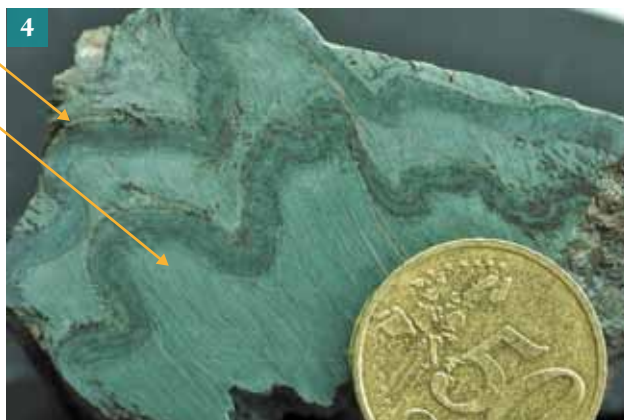
Séricitoschiste



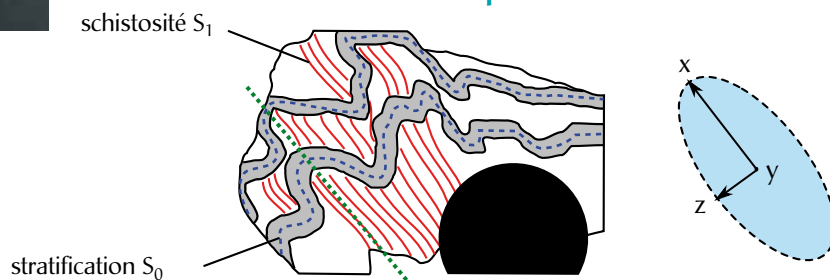
Section polie de séricitoschiste



Autre section polie de séricitoschiste



5 Schéma interprétatif de la photo 4 et ellipsoïde des déformations



Caractères généraux

Les schistes sont des roches qui se débitent en **feuillet**s suite au développement de plans de faiblesse mécanique parallèles entre eux et plus ou moins sécants par rapport aux plans de stratification. Cette **schistosité** est illustrée par la roche de la [photo 1](#) avec un ensemble de plans parallèles (notés S1) définissant un feuilletage qui recoupe la succession des lits clairs et sombres, ondulés, exprimant la stratification originelle (notée S₀).

Un tel feuilletage se retrouve sur les échantillons des [photos 3](#) et [4](#). On y observe que les plans de schistosité, qui déterminent ce feuilletage, sont parallèles au plan axial des microplis : ils sont donc d'origine **tectonique** et la **schistosité** est dite de plan axial.

L'analyse microscopique de ces roches ferait apparaître des recrystallisations plus ou moins marquées, attestant de transformations **métamorphiques**.

On distingue en général deux grands types de schistes :

- les **schistes ardoisiers**, à l'image de la roche de la [photo 2](#), d'aspect relativement terne en raison du faible degré de recrystallisation métamorphique. La section montre une alternance de lits obliques sombres et de fins lits clairs, recoupés par des plans horizontaux qui déterminent le débit de l'échantillon (faces supérieure et inférieure de l'échantillon).
- Les **schistes sériciteux** ou **séricitoschistes**, d'aspect brillant et satiné en raison des recrystallisations sous forme de séricite, assemblage de petits micas blancs de composition variée ([photos 1, 3](#) et [4](#)).

Sachant que les plans de schistosité correspondent aux plans (X,Y), il est possible de construire l'ellipsoïde des déformations ; la [figure 5](#) présente cet ellipsoïde pour la roche de la [photo 4](#).

Enseignements complémentaires

Origine

Ces roches montrent des lits de couleur et de composition différente ; ce sont des **roches paradérivées** issues de formations sédimentaires finement stratifiées : les couches sombres correspondent à d'anciens niveaux **marneux** ou **argileux**, les couches claires à d'anciens niveaux **gréseux**.

Faciès

La très faible recrystallisation métamorphique (faible taille de grain, présence de phyllosilicates de basse température) dénote le début du métamorphisme soit une température inférieure à 350-400 °C, seuil d'apparition de la biotite (voir [fiche 44](#), [figure 2](#)). Cela correspond au très faible métamorphisme pour les schistes ardoisiers ([photo 2](#)) et au faciès « **schistes verts** » pour les séricitoschistes ([photos 1, 3](#) et [4](#)).

Gisements

Les schistes constituent de vastes ensembles dans les chaînes de montagnes récentes et anciennes.

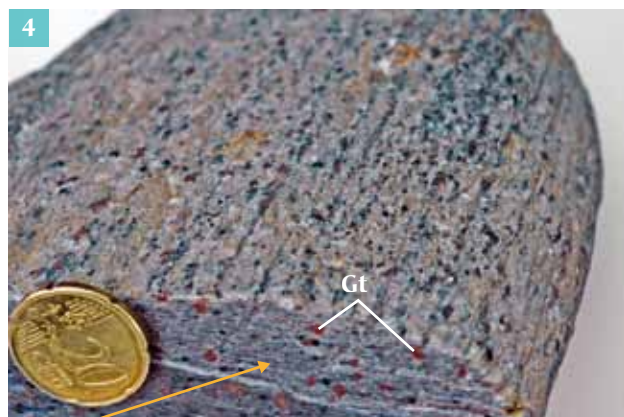
Dans les Alpes, ils forment par exemple la **nappe des schistes lustrés**, métasédiments de la partie distale de la marge européenne et de l'océan ligure, que l'on observe dans une partie de la zone piémontaise.

On les rencontre aussi dans les zones externes de la chaîne varisque (Montagne Noire par exemple) et dans les zones plus centrales où ils représentent souvent des matériaux mis en place lors de l'orogénèse cadomienne (schistes briovériens de Bretagne centrale et du Cotentin).

Micaschiste



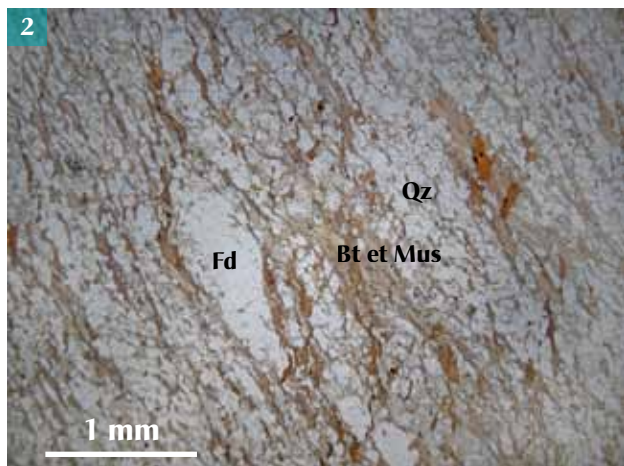
Micaschiste à grenat



plans de foliation micacés

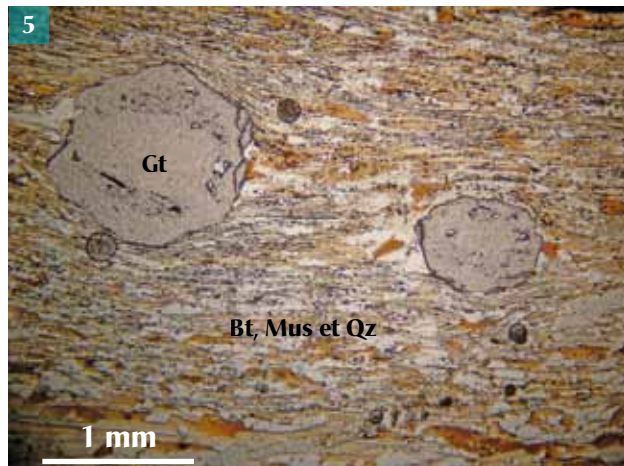
Observation microscopique de micaschiste

LPNA



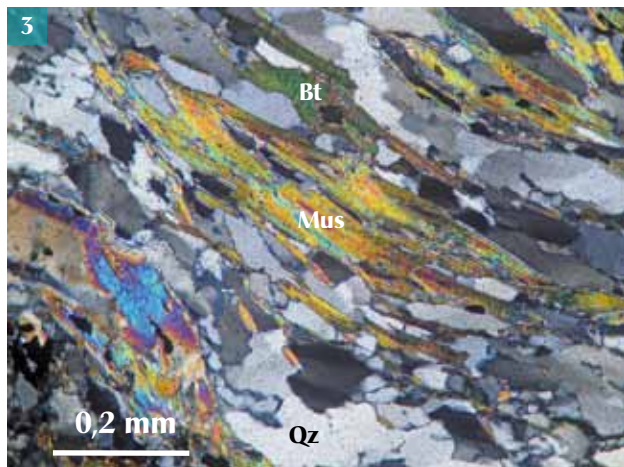
Observation microscopique de micaschiste à grenat

LPNA

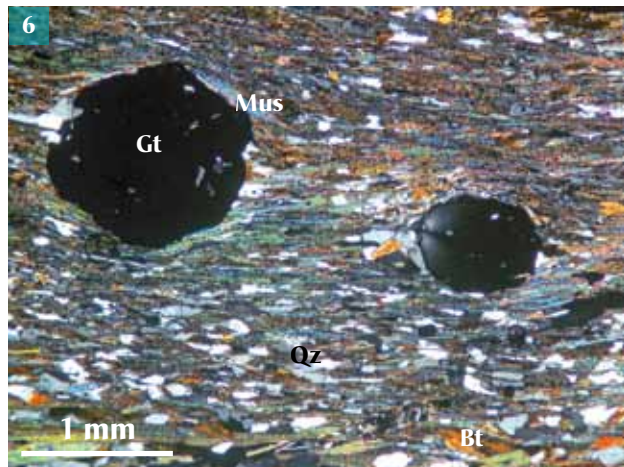


Détail de micaschiste

LPA



LPA



Bt = biotite ; Fd = feldspath ; Gt = grenat ; Mus = muscovite ; Qz = quartz

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les micaschistes (photos 1 et 4) se présentent comme des roches brillantes en raison de l'abondance de micas visibles à l'œil nu. L'aspect en « marches d'escalier » (photo 1) résulte d'un **débit en plans parallèles** matérialisés par les lits de micas en tablettes qui alternent avec les lits clairs contenant principalement du quartz et de plus rares feldspaths. Cette **texture** en feuillets de minéralogie différente définit la **foliation**, encore appelée schistosité cristallophyllienne. Elle est le propre des **roches métamorphiques** et exprime le plan d'aplatissement (X,Y). L'abondance des micas justifie de parler de **micaschistes**.

Les micaschistes contiennent souvent d'autres minéraux spécifiques du métamorphisme comme la staurotide, l'andalousite, la sillimanite ou le grenat (photo 4), en général en porphyroblastes, dont l'identification est particulièrement intéressante pour préciser les conditions du métamorphisme.

Caractères microscopiques

La **foliation** s'exprime en LPNA et LPA (photos 2, 3, 5 et 6) par une alternance entre lits riches en micas et lits quartzeux. Les micas sont des biotites et des muscovites. Les premières s'identifient notamment à leur couleur brune en LPNA (photo 2) ; les secondes, limpides en LPNA mais de plus fort relief que le quartz, présentent des teintes très vives de polarisation en LPA (photo 3). Les lits clairs de quartz contiennent parfois quelques feldspaths qui restent de petite taille. Les cristaux de micas et de quartz, allongés dans la foliation, sont donc synschisteux. Les grenats des photos 4 et 5 sont également synschisteux même si leur croissance finale a déformé la schistosité externe.

Enseignements complémentaires

Origine

L'abondance des micas et leur association au quartz sont des caractères de roches **paradérivées**, anciennes **argilites** et **pélites**, parfois légèrement gréseuses ou calcareuses, et ce malgré la disparition de toute stratification suite au métamorphisme. Les micaschistes se rattachent ainsi à la séquence pélitique.

Les micaschistes se distinguent notamment des gneiss par leur faible teneur en feldspaths, toujours de petite taille. Les micas y sont aussi beaucoup plus abondants. Cette différence est liée au fait que les gneiss peuvent dériver de protolithes plus gréseux.

Faciès

La présence conjointe de biotite et de muscovite permet de situer ces roches entre 400 °C et 700 °C environ. S'il y a du grenat, le seuil thermique passe à 450 °C. Ces paragenèses correspondent principalement au faciès « **amphibolites** » (voir fiche 44, figure 2).

On notera bien que les micaschistes peuvent traduire des conditions métamorphiques analogues à celles des gneiss si on y trouve les mêmes espèces de porphyroblastes, les différences résultant alors de la composition chimique du protolithe.

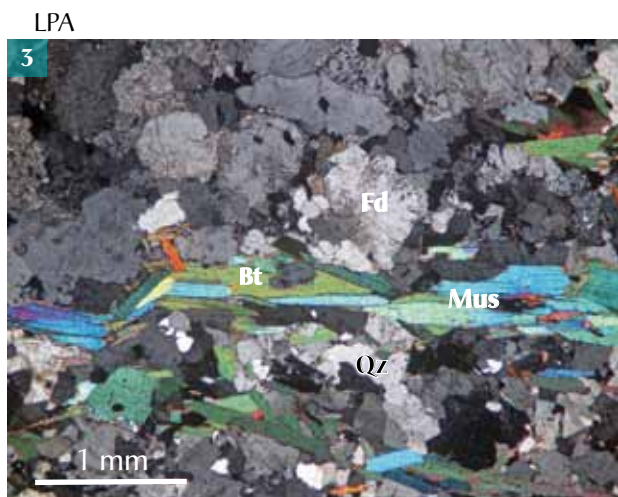
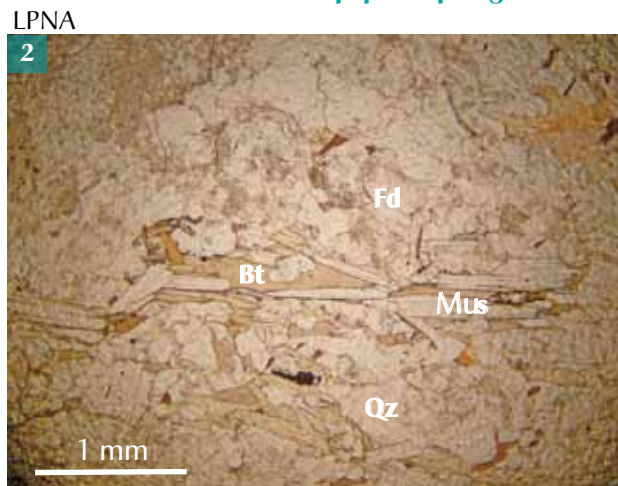
Gisements

Les micaschistes sont abondants dans les séries métamorphiques des chaînes anciennes (Bretagne Sud, Vendée, massif Central..) où ils correspondent à d'anciens sédiments détritiques de marges continentales entrées en collision.

Paragneiss



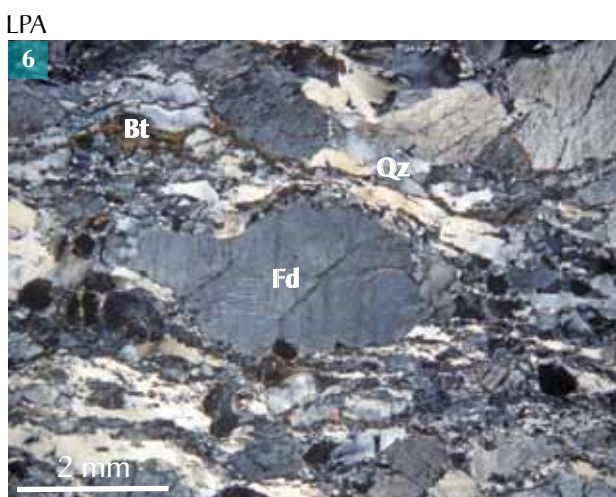
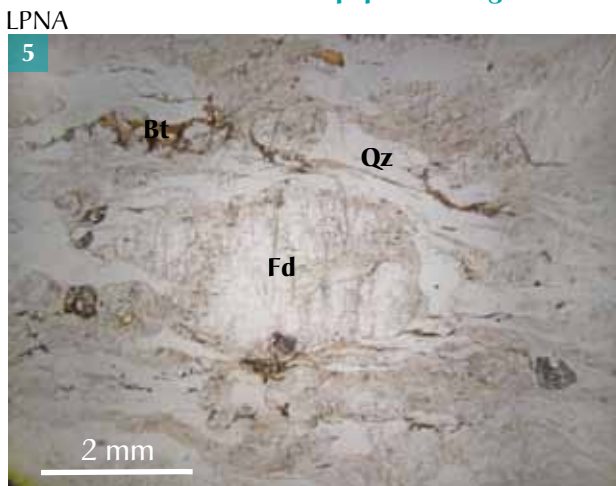
Observation microscopique de paragneiss



Orthogneiss ou gneiss œillé



Observation microscopique d'orthogneiss



Bt = biotite ; Fd = feldspath ; Mus = muscovite ; Qz = quartz

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les gneiss (photos 1 et 4) sont des roches de **texture foliée** ce qui dénote leur caractère métamorphique. Les minéraux clairs, majoritaires, sont représentés par le quartz, à éclat vitreux, et les feldspaths, de teinte blanchâtre ou rose, parfois de grande taille. Les minéraux sombres correspondent en général à la biotite.

L'abondance des minéraux clairs et notamment des feldspaths, la faible proportion de minéraux sombres et la forte cohésion qui en résulte sont des caractères de **gneiss** qui les différencient des micaschistes. Lorsque de gros cristaux de feldspaths à forme ovoïde sont présents (photo 4), on parle de **gneiss œillé**.

Caractères microscopiques

C'est au niveau des micas, minéraux en tablettes, que la **foliation** de la roche est la mieux exprimée (photos 2 et 3). Les lits clairs sont constitués de quartz et de feldspaths alcalins, en cristaux bien visibles mais à foliation médiocre. Les lits sombres contiennent de la biotite et de la muscovite. Les gneiss renferment souvent d'autres minéraux du métamorphisme (sillimanite, grenat...), intéressants pour préciser les conditions de celui-ci.

Les gneiss portent les traces des déformations qui ont présidé à leur genèse : les micas expriment les plans de foliation (X,Y) et apparaissent donc allongés selon les sections (X,Z) et (Y,Z) (photos 2 et 3). L'allongement peut aussi affecter les yeux de feldspaths. Ceux-ci sont soit symétriques comme sur la photo 4 ou 5 et suggèrent un régime de déformation coaxiale ou non rotationnelle, soit dissymétriques et traduisent dans ce cas une déformation rotationnelle (voir fiche 41, photo 5).

Enseignements complémentaires

Origines

Il y a deux origines possibles aux gneiss :

- Lorsque les proportions des minéraux clairs s'apparentent à celles des granites (1/3 de quartz et près de 2/3 de feldspaths) et que les micas sont faiblement représentés, l'origine granitique du protolithe est la plus vraisemblable ; la présence de phénocristaux de feldspaths (faciès œillé, photo 4) évoque d'anciens granites à texture porphyroïde. Ces gneiss dits orthodérivés sont appelés **orthogneiss** ou **métagranites**.
- Lorsque les caractères précédents sont absents et qu'en particulier les micas sont abondants (photo 1), l'hypothèse d'une origine sédimentaire peut être avancée, le protolithe pouvant correspondre à un grès argileux par exemple. Cette origine paradérivée conduit à parler de **paragneiss** et les rattache à la séquence arénacée.

Faciès

Dans le cas des orthogneiss, quartz, feldspaths et biotite sont peu discriminants car ces minéraux hérités possèdent un large domaine de stabilité dans le diagramme (P,T). Ils couvrent en particulier les faciès « **schistes verts** » et « **amphibolites** » (voir fiche 44, figure 2). Les autres minéraux accessoires comme les grenats ou les silicates d'alumine permettent de préciser les conditions (P,T) de leur genèse.

Les gneiss ne traduisent pas nécessairement un métamorphisme d'intensité supérieure aux micaschistes, les différences entre les deux roches ne résultant souvent que la composition différente du protolithe.

Gisements

Les gneiss ont les mêmes gisements que les micaschistes. Ils sont abondants dans les chaînes de collision anciennes (varisques ou antérieures) en raison de la forte érosion qu'elles ont connue. On les rencontre également dans les zones internes des Alpes, là où le socle continental hercynien a été remonté tectoniquement (massifs du Grand Paradis et de Dora Maira). Les gneiss œillés offrent la possibilité d'analyser le type de déformation (coaxiale ou non) et sont donc d'un intérêt notable (voir fiche 43).

Migmatite (zone de faible fusion)



1
zone gneissique conservée (paléosome) zone granitique (leucosome ou mobilisat) résidu réfractaire (mélanosome ou restites)

Migmatite (détail)



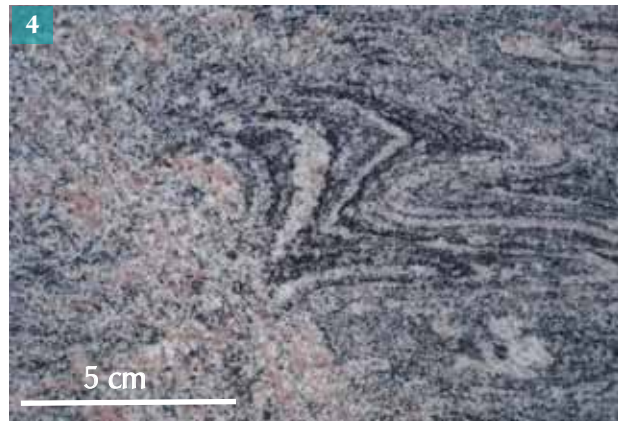
3
zone gneissique conservée (paléosome) résidu réfractaire (mélanosome ou restites) zone granitique (leucosome ou mobilisat)

Migmatite (fusion plus importante)



2
déformations zone granitique (leucosome ou mobilisat) résidu réfractaire (mélanosome ou restites)

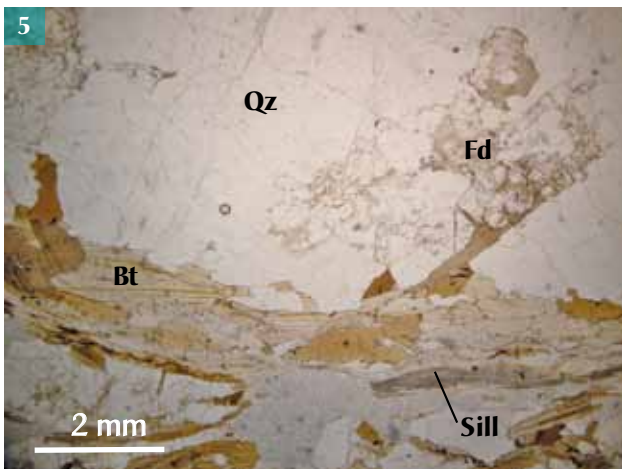
Migmatite (section polie)



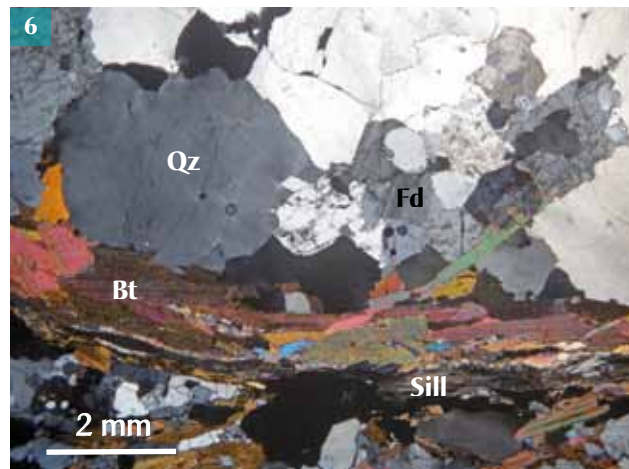
4
zone granitique (leucosome ou mobilisat) zone gneissique (paléosome)

Observation microscopique de migmatite

LPNA



LPA



Bt = biotite ; Fd = feldspath ; Qz = quartz ; Sill = sillimanite

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les migmatites (du grec *migma* signifiant mélange) se présentent à l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon (photos 1 à 4) comme des associations étroites entre matériels métamorphique et plutonique. Le **matériel métamorphique** constitue des zones foliées, à composition et structure de gneiss ou de micaschiste, avec une alternance de lits clairs quartzo-feldspathiques et de lits sombres riches en minéraux ferromagnésiens, essentiellement des micas. Le **matériel plutonique** forme des passées claires, à composition et à minéralogie de granite. Certaines zones très sombres correspondent à des concentrations de micas. Ces structures résultent d'une fusion partielle ou **anatexie** d'un matériel métamorphique de type gneiss (ou micaschiste) d'où l'autre nom d'**anatexite** donné aux migmatites. Les zones à structure gneissique conservée n'ont pas subi la fusion et constituent le **paléosome** ; les zones claires granitiques s'interprètent comme le produit de fusion ou **leucosome**, encore appelé **mobilisat**, les zones très sombres comme les résidus réfractaires ou **restites**, ou encore **mélanosome** (lequel forme, avec le leucosome, le néosome).

Les différentes zones sont plus ou moins représentées selon l'ampleur de la fusion ce qui définit différents types de migmatites. Une anatexie avancée conduit au démantèlement partiel de la foliation par concentration locale des produits de fusion et au plissement des zones préservées (photo 4).

Caractères microscopiques

En lame mince (photos 5 et 6), on retrouve la dualité entre des zones de type leucosome, à texture grenue, pauvres en biotite, et des zones sombres foliées, à valeur de **restites**, où se concentrent biotite et sillimanite.

Enseignements complémentaires

Origine

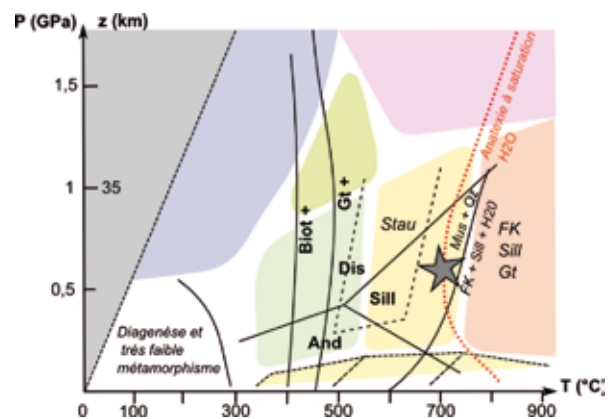
L'abondance des éléments quartzo-feldspathiques et micacés dénote une origine **pélitique** (argilites) ou **pélitogréseuse** (argilites gréseuses) du protolithe. L'origine granitique est moins plausible en raison de l'abondance des micas noirs et de la rareté de l'eau dans un granite, rendant sa fusion plus difficile.

Faciès

L'anatexie correspond au degré extrême du faciès « **amphibolites** » et au début du faciès « **granulites** » dans le cas où l'eau n'est pas en excès. Elle coïncide plus ou moins avec la **disparition de la muscovite** et la libération d'eau qui favorise alors la fusion. En fonction du type de silicate d'alumine présent (sillimanite ou disthène), il est possible de préciser les conditions de pression dans lesquelles débute la fusion (figure 7).

Gisements

Les migmatites s'intercalent entre les zones gneissiques et les zones granitiques ; elles témoignent de gradients métamorphiques régionaux de « haute température - basse pression » et « intermédiaire » qui caractérisent les paléomarges continentales entrées en collision. Elles n'affleurent qu'à la suite d'une longue phase d'érosion ce qui explique leur fréquence dans les chaînes anciennes (varisques par exemple).

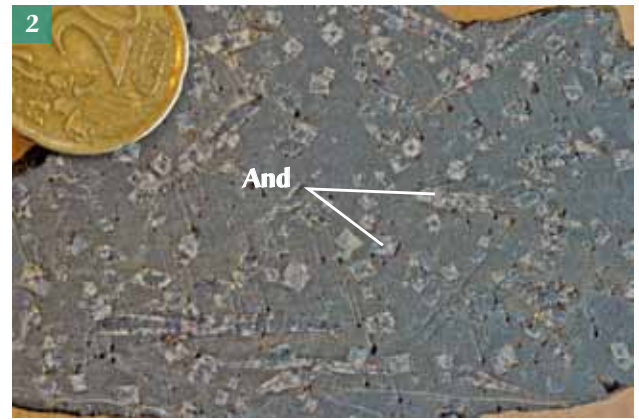


7 Position de l'échantillon des photos 5 et 6 dans le diagramme (P,T).

Cornéenne à silicates calciques

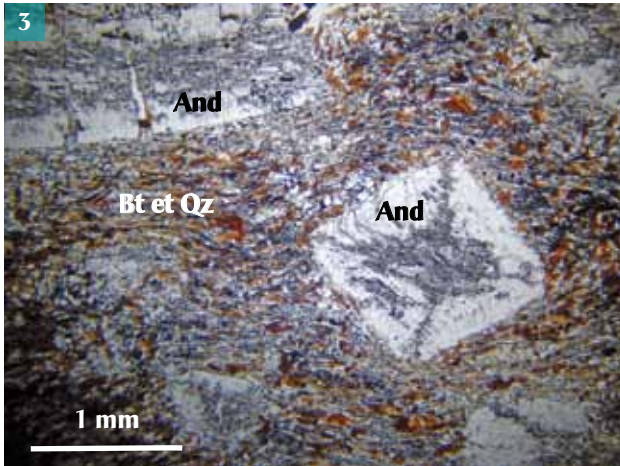


Cornéenne micacée à andalousite

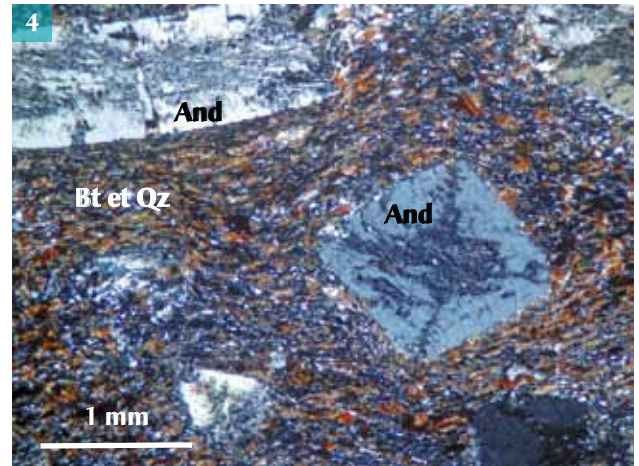


Observation microscopique de cornéenne micacée à andalousite

LPNA

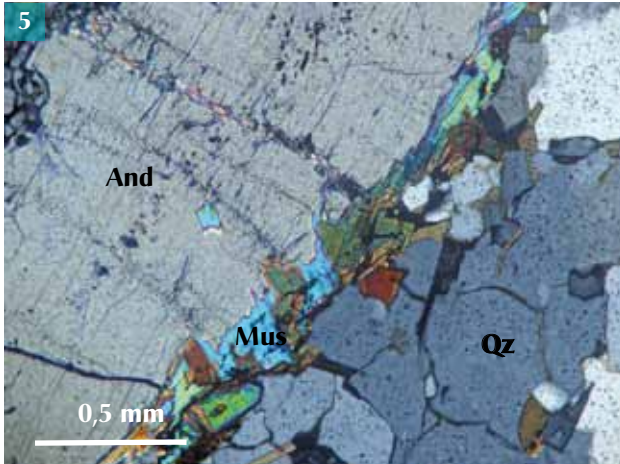


LPA

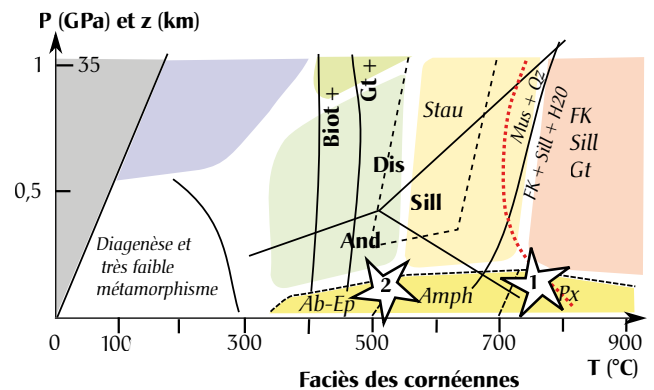


Détail de cornéenne micacée à andalousite

LPA



6 Faciès des cornéennes et position des roches des photos 1 et 2 dans le diagramme (P,T)



And : andalousite ; Bt : biotite ; Gt : grenat ; Mus : muscovite ; Px : pyroxène ; Qz : quartz

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Au contact d'une intrusion magmatique, s'observent généralement des roches dures, compactes et à aspect de corne : ces roches sont des **cornéennes**, résultat du métamorphisme thermique de l'encaissant sous l'effet de la chaleur du magma. Ce **métamorphisme**, dit **de contact**, s'exprime sous forme d'une **auréole** ceinturant l'intrusion.

Il existe différents types de cornéennes, en relation notamment avec le chimisme des roches encaissantes et avec leur distance du contact. Certaines sont par exemple des cornéennes à silicates calciques ([photo 1](#)), montrant des phénocristaux de clinopyroxènes verts associés à des grenats de composition calcique, à l'origine des plages brunes de la roche. D'autres cornéennes, plus riches en micas, sont à grain fin et de couleur sombre, celle-ci tirant selon les cas vers le vert foncé ou le gris noir.

Dans des zones un peu plus éloignées du contact, les roches montrent parfois des **phénocristaux** en taches, dispersés dans une matrice sombre ([photo 2](#)). Ceux-ci sont en général des **silicates d'alumine** comme l'andalousite, reconnaissable à ses sections transversales carrées à cœur noir, attestant du caractère **métamorphique** de ces roches.

Caractères microscopiques

Dans ces roches tachetées, on retrouve en lame mince l'aspect caractéristique des sections d'**andalousite** sous forme d'une croix noire propre à la variété chiastolite ([photos 3 et 4](#)). S'y ajoutent des teintes basses de polarisation et un léger clivage en LPA ([photo 5](#)). La matrice qui les entoure est formée d'un mélange de quartz et de biotite dont le litage est vraisemblablement un héritage sédimentaire. En effet, dans le détail ([photo 5](#)), la distribution des cristaux de quartz ne présente aucune orientation.

Enseignements complémentaires

Origine

Elles dérivent de protolithes variés. Un protolithe de type argilite gréseuse, riche en alumine, conduit à des roches métamorphiques marquées par l'abondance de micas et de silicate d'alumine en sus du quartz ([photos 2 à 5](#)). Une roche initiale plus riche en calcium (une marne par exemple) explique l'apparition des silicates calciques ([photo 1](#)).

Faciès

Le métamorphisme de contact ne peut se produire qu'à une profondeur modeste pour qu'existe un contraste thermique entre l'intrusion et son encaissant. On le situe ainsi à moins de **3 à 4 kbar** soit moins de 10 km ([figure 6](#)). En fonction de la présence d'andalousite, de grenat, de sillimanite ou de pyroxène, les températures s'échelonnent de **400 °C à 600 °C ou 700 °C** et le **faciès des cornéennes** s'étend de celui des « schistes verts » à celui des « granulites ».

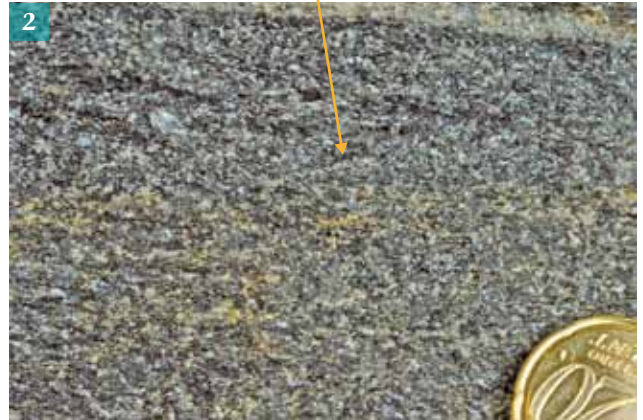
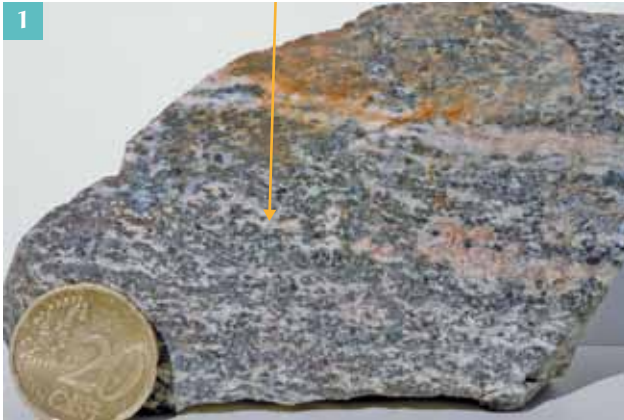
Gisements

Les intrusions magmatiques dans un encaissant froid concernant surtout la croûte continentale, c'est autour de massifs de **granites** et de **granodiorites** que se développent les auréoles de métamorphisme de contact. En précisant sur le terrain les lieux d'apparition et de disparition des différents minéraux (tracé des **isogrades** du métamorphisme), il est possible de reconstituer l'évolution de la température qui décroît de manière centrifuge autour de l'intrusion. Les roches tachetées d'andalousite ou d'autres minéraux métamorphiques présentent parfois une schistosité dont l'origine est antérieure ou postérieure au métamorphisme de contact : elles portent alors souvent le nom de **schistes tachetés**.

plagioclases : cristaux blancs

Amphibolites

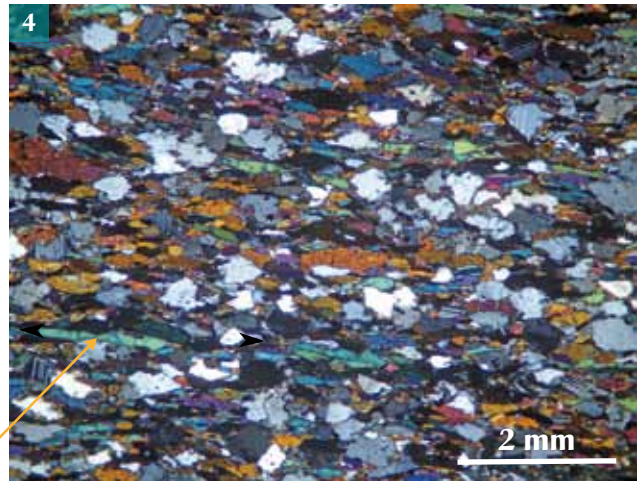
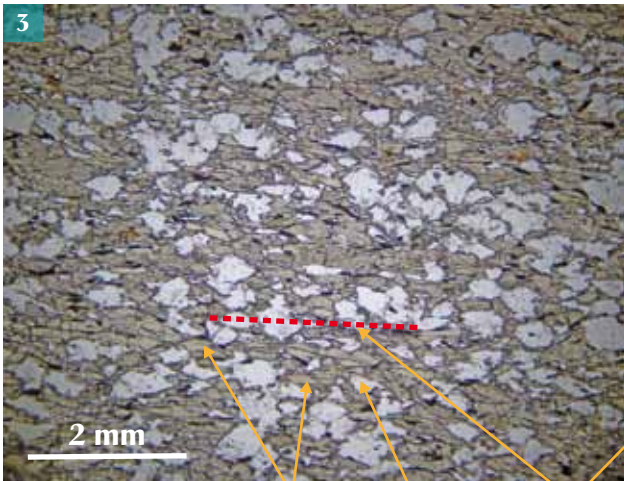
amphiboles : cristaux noirs



LPNA

Amphibolite observée au microscope

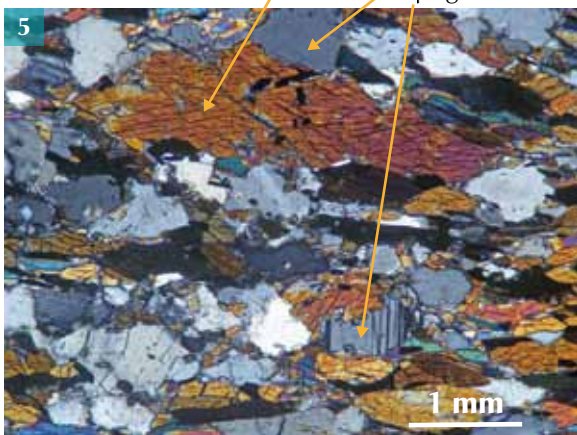
LPA



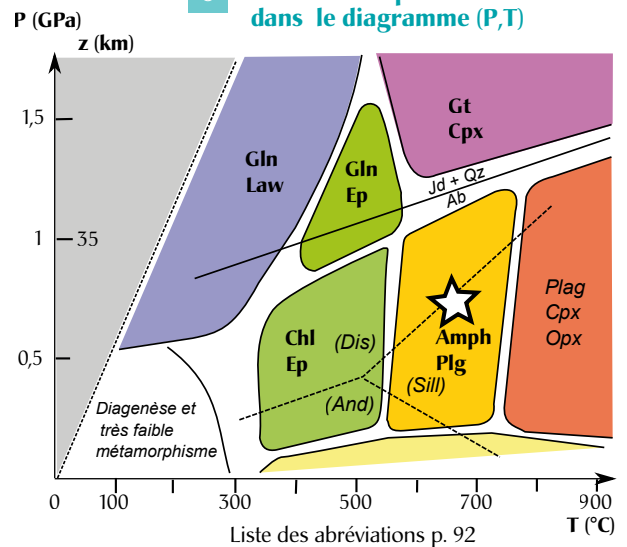
amphiboles quartz foliation

Détail d'amphibolite

LPA amphibole (clivages à 120°) quartz plagioclase



6 Place des amphibolites dans le diagramme (P,T)



Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les amphibolites sont des roches massives, de couleur vert sombre à presque noir, constituées uniquement de phénocristaux dont la **texture foliée** est plus ou moins nette (photos 1 et 2). Ces roches **métamorphiques** comportent deux types de minéraux. Les minéraux sombres, dont l'effet prédomine sur la couleur d'ensemble, sont des amphiboles de dureté sensiblement égale à celle du fer (test à l'aiguille ou au clou). Les minéraux clairs, non vitreux en général, sont des feldspaths. L'analyse macroscopique seule ne permet pas de préciser davantage la nature exacte de ces minéraux.

Caractères microscopiques

En lame mince (photos 3, 4 et 5), on reconnaît une foliation exprimée notamment par des minéraux pléochroïques, de couleur marron à vert, dont certaines sections présentent des clivages à 120° et dont les teintes de polarisation sont vives : ce sont les **amphiboles** calciques et ferromagnésiennes (ou hornblendes). Celles-ci sont accompagnées d'un peu de quartz et de plagioclases repérables à leurs macles polysynthétiques. Les amphiboles étant majoritaires, ces roches sont des **amphibolites**.

Enseignements complémentaires

Origine

L'abondance des amphiboles, minéraux ferromagnésiens et calco-alumineux à teneur modeste en silice (de l'ordre de 40 à 45 % en masse), conduit à la conclusion que le protolithe est une roche magmatique de nature **basique** (basalte ou gabbro), ou **intermédiaire** (diorite) lorsque le quartz est présent. Les amphibolites se rattachent à la séquence basique : ce sont des metabasites.

Faciès

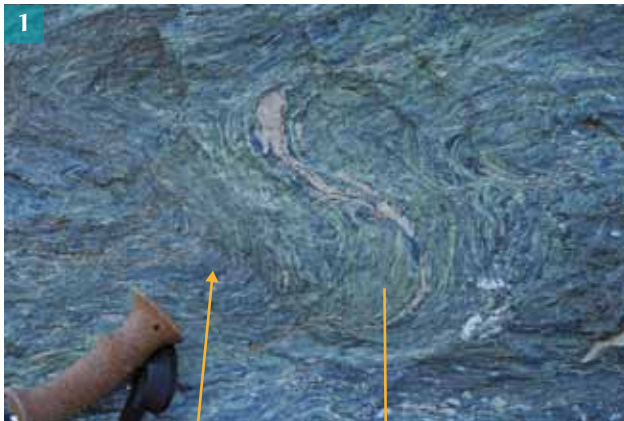
Ces roches de la séquence basique, à amphiboles non sodiques, sont utilisées pour définir le faciès « **amphibolites** » qui se situe entre 500 °C et 700 °C environ, pour des pressions inférieures à 1 GPa voire 1,25 GPa (figure 6). Ce faciès relève du gradient métamorphique régional dit « intermédiaire » ou de « moyenne pression-moyenne température » qui caractérise les systèmes de collision.

Gisements

Les amphibolites se rencontrent dans les chaînes de collision comme la chaîne varisque où, associées à des gneiss clairs (ou leptynites), elles forment des complexes leptyno-amphiboliques qui sont interprétés comme d'anciennes séries volcano-sédimentaires métamorphisées.

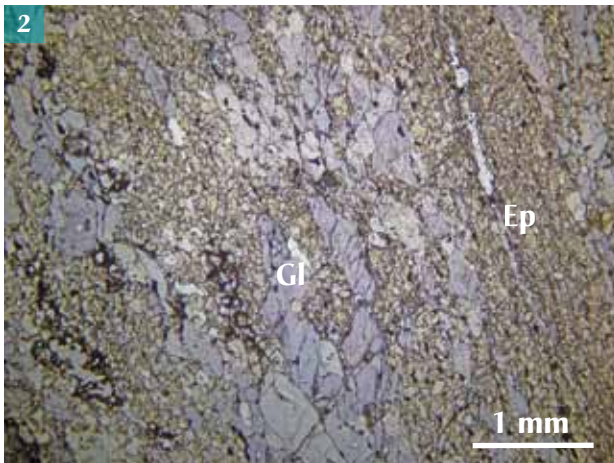
Les amphibolites peuvent aussi s'observer dans les formations ophiolitiques métamorphisées : elles représentent soit des faciès rétro-morphosés de métagabbros ou de metabasites liés aux processus rétrogrades de l'exhumation, soit des faciès locaux d'hydrothermalisme repérables dans certains corps non subduits comme le massif du Chénaillet dans les Alpes.

Schiste bleu à épidote

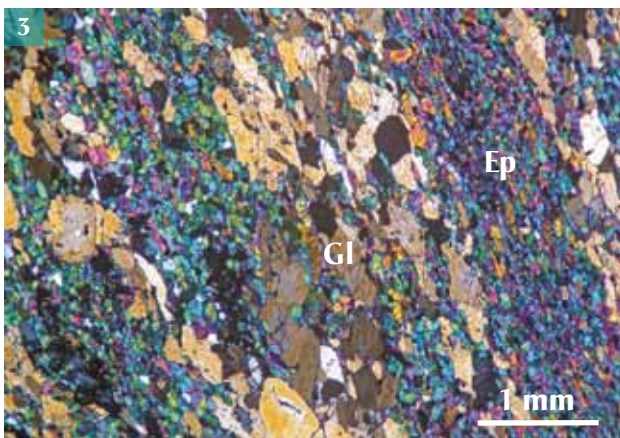


lit de glaucophane lit d'épidote

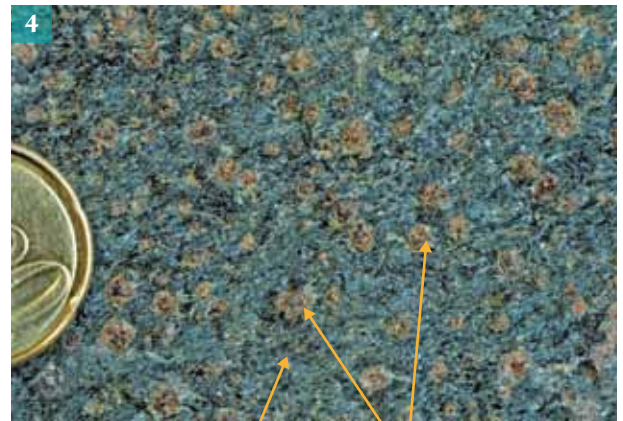
Observation microscopique de schiste bleu à épidote
LPNA



LPA

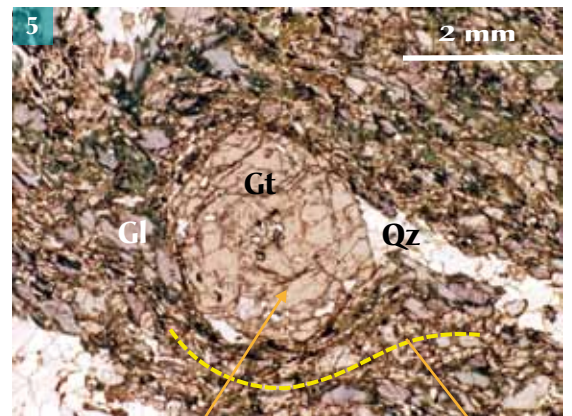


Schiste bleu à grenat

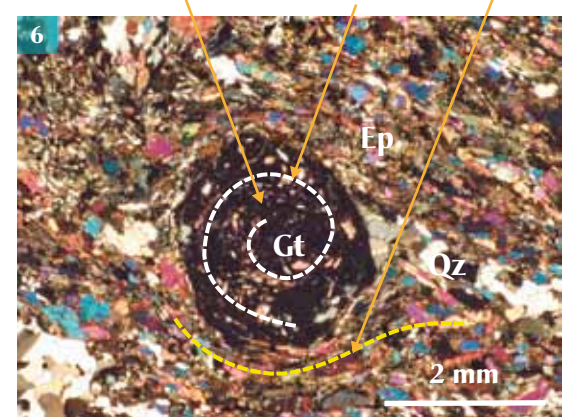


glaucophane grenat

Observation microscopique de schiste bleu à grenat
LPNA



LPA



Ep = épidote ; Gl = glaucophane ; Gt = grenat ; Qz = quartz

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les schistes bleus sont des roches renfermant en abondance une amphibole sodique de couleur bleu nuit, la **glaucophane**, minéral spécifique du métamorphisme. Celle-ci se concentre en lits sombres, sous forme de cristaux en aiguilles alignés, et alterne fréquemment avec des lits de couleur vert pistache, caractéristiques de l'**épidote** (photo 1). Ces lits définissent une **schistosité** nette en **foliation** qui peut être déformée en microplis. Certains échantillons présentent des porphyroblastes de grenat (photo 4) alors que d'autres montrent de grands porphyroblastes blancs d'un minéral appelé lawsonite.

Caractères microscopiques

En LPNA, la glaucophane apparaît sous forme de cristaux pléochroïques, incolores à bleu lavande ; les cristaux d'épidote sont bien visibles du fait de leur relief élevé (photo 2). Le grenat est en cristaux de plus grande taille, de couleur rose (photo 5).

En LPA, la glaucophane présente des teintes de polarisation élevées. Les sections d'épidote montrent des teintes variables au sein d'un même cristal, donnant un aspect dit en « manteau d'Arlequin » (photo 3). Le grenat, minéral isotrope, est constamment éteint (photo 6). La lawsonite apparaîtrait sous forme de sections allongées, maclées, avec des teintes de polarisation basses. La schistosité est bien visible avec l'alternance des lits de glaucophane et d'épidote. Les grenats peuvent présenter des inclusions internes en spirale (grenats hélicitiques – photos 5 et 6) qui révèlent une croissance accompagnée d'une rotation. Ces inclusions se raccordent à la schistosité externe au cristal ce qui atteste du caractère synschisteux des grenats dans ce cas.

Enseignements complémentaires

Origine

Les schistes bleus sont des metabasites : la transformation des minéraux des basaltes produit de la glaucophane (amphibole sodique) et de l'épidote (silicate alumino-calcique apparenté à l'anorthite mais hydraté).

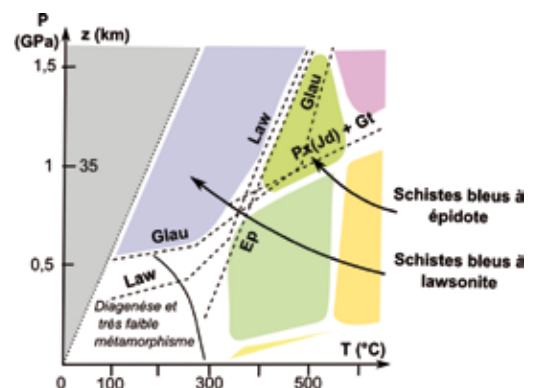
Faciès

Les schistes bleus ont conduit à la définition du faciès du même nom. On peut y distinguer différentes paragenèses selon la présence de **lawsonite** ou d'**épidote** et de grenat, la lawsonite étant essentiellement un minéral de basse température (figure 7). Les schistes bleus traduisent des conditions de haute pression et de basse température (gradient géothermique inférieur à 10 °C/km) qui sont celles de zones de subduction.

Gisements

Les schistes bleus correspondent à d'anciennes formations océaniques entraînées en subduction puis exhumées. Un gisement préservé est celui de l'île de Groix, lié à l'orogénèse hercynienne ou varisque.

D'autres roches, comme certains métagabbros des Alpes, présentent des paragenèses à glaucophane, associée à de la lawsonite ou du grenat : elles se rattachent alors au faciès « schistes bleus » sans être véritablement des schistes bleus au sens pétrologique défini plus haut.

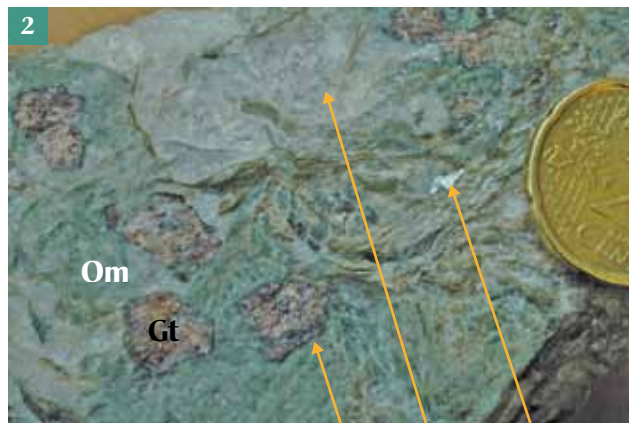
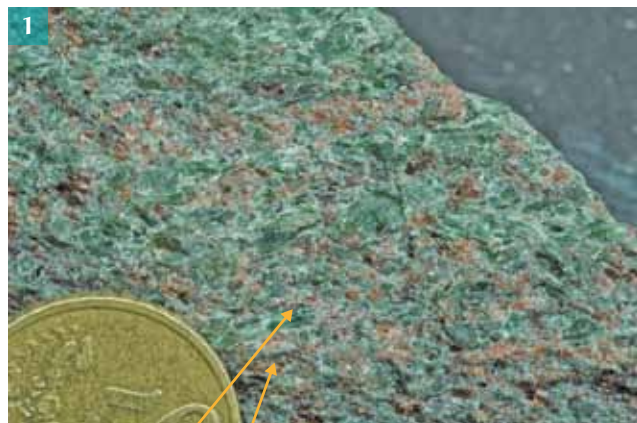


7 Champs de stabilité de quelques minéraux des schistes bleus.

Éclogites

Échantillon A

Échantillon B



omphacite

grenat

omphacite

glaucophane

Échantillon C



quartz

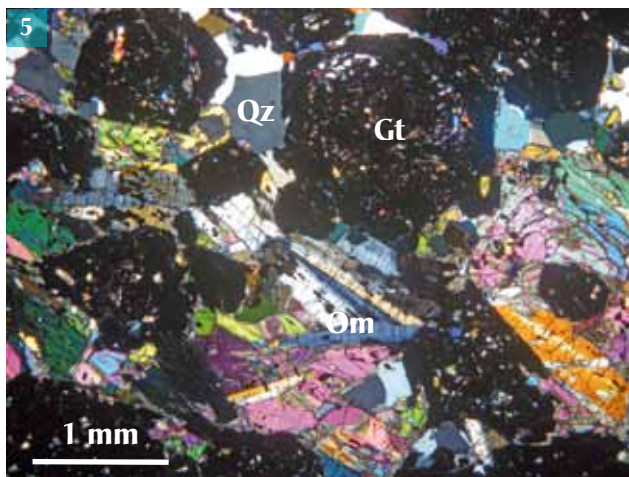
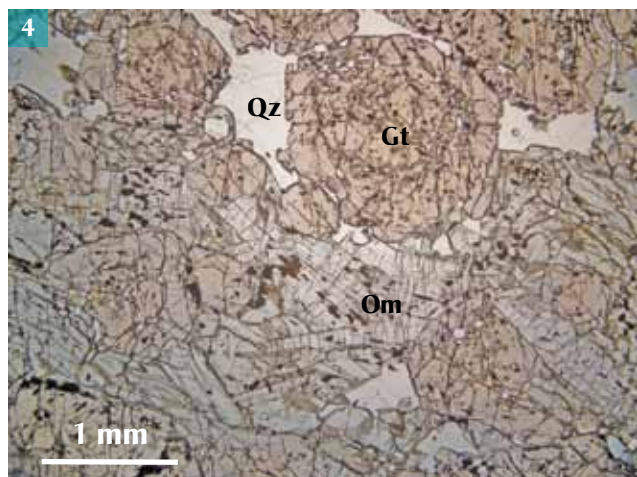
phengite

couronne réactionnelle
de rétromorphose

Éclogite observée au microscope

LPNA

LPA



Gt = grenat ; Om = omphacite ; Qz = quartz

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **élogites** (photos 1, 2 et 3) sont des roches dont la texture apparaît grenue, avec principalement deux types de phénocristaux, les uns de couleur rouge brique propre aux **grenats**, les autres de couleur vert émeraude propre aux pyroxènes de type **omphacite**. Elles ne sont cependant pas d'origine magmatique. En effet grenat et omphacite sont des phases cristallines spécifiques du métamorphisme ; les élogites sont donc des **roches métamorphiques**. La forme sphérique des grenats et celle en prismes trapus des pyroxènes expliquent l'absence de réelle foliation. Ces minéraux sont parfois accompagnés de quartz et d'un mica blanc appelé phengite, forme apparentée à la muscovite (photo 2), ou d'une amphibole bleu gris, la glaucophane (photo 3).

Caractères microscopiques

Les phases minéralogiques précédentes se retrouvent en lame mince (photos 4 et 5). En LPNA, le **grenat** apparaît en sections automorphes de couleur rosée et à fort relief ; il est constamment éteint en LPA. Il est accompagné d'un pyroxène appelé **omphacite**, à relief marqué, léger pléochroïsme de vert pâle à incolore et, pour certaines sections, clivages orthogonaux. L'omphacite a une composition intermédiaire entre la jadéite, pyroxène alumino-sodique, et les pyroxènes calco-magnésiens. Les **phengites** possèdent les caractères des muscovites. La glaucophane est une amphibole montrant en LPNA un pléochroïsme allant de l'incolore au bleu lavande. Aucune foliation n'apparaît dans l'échantillon pour les raisons indiquées précédemment.

Enseignements complémentaires

Origine

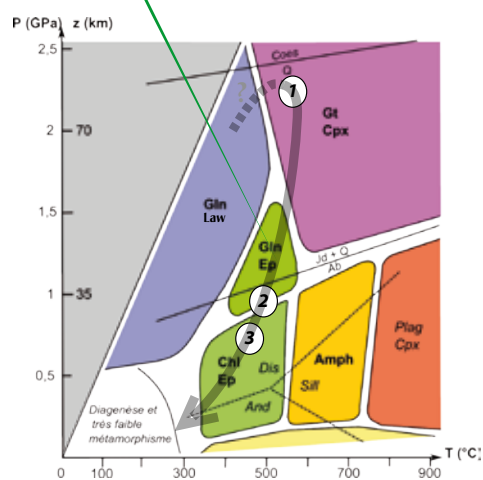
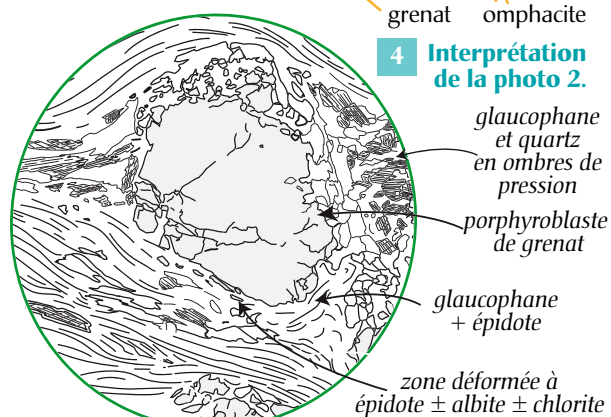
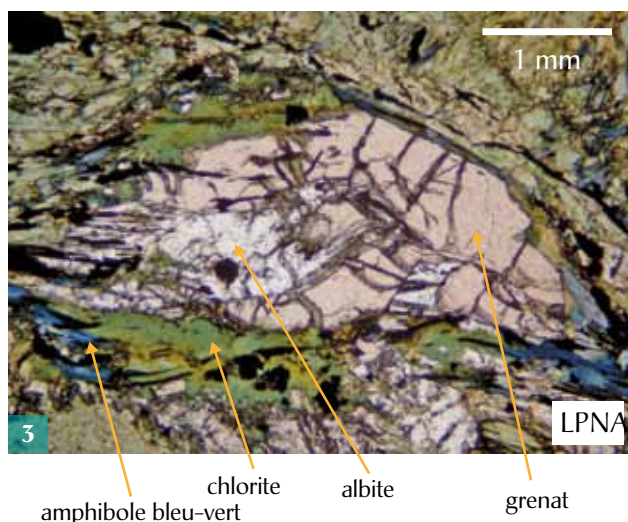
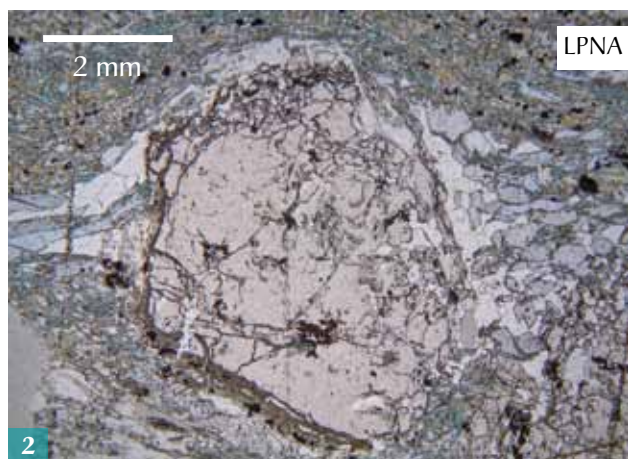
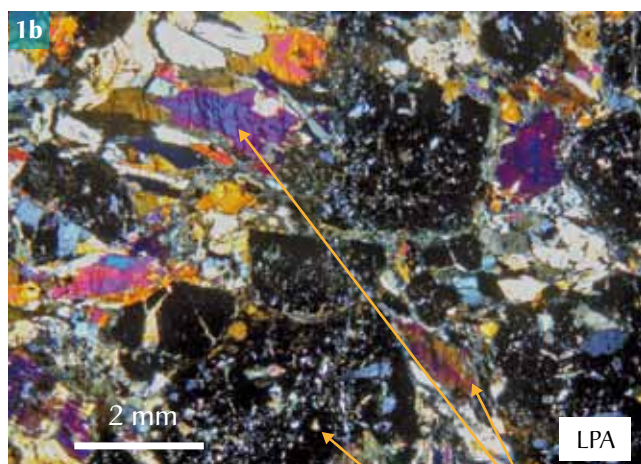
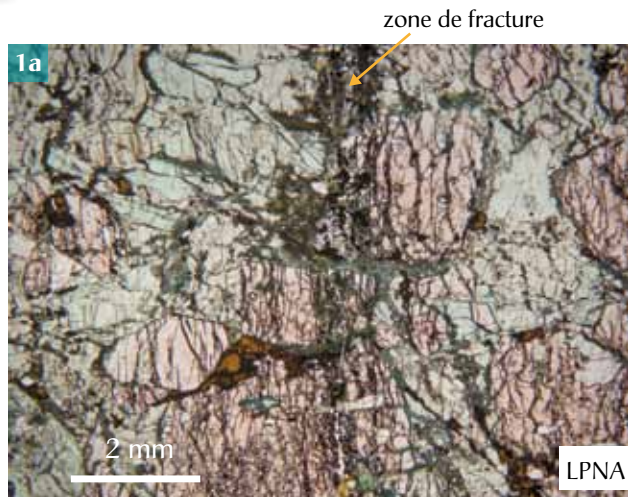
La composition chimique d'une élogite est celle d'un basalte ou d'un gabbro. Elle s'inscrit donc dans la séquence **basique**. Cette composition est notamment traduite par la cristallisation abondante des grenats, minéraux pauvres en silice.

Faciès

Le faciès des élogites définit un champ très vaste. La paragenèse des roches A et B est celle du faciès « **élogites** » qui correspond à des températures minimales de l'ordre de 400 °C à 500 °C et à une pression comprise entre 1 GPa et 2,5 GPa (30 à 75 km) ce qui est indiqué par le fait que le quartz n'est pas transformé en coésite (voir [fiche 44, figure 1](#)). La roche C où se maintient la glaucophane relève de la zone de transition entre faciès « schistes bleus » et faciès « élogites ». Ces roches résultent généralement de transformations selon des gradients « haute pression – basse température » qui sont ceux des zones de subduction.

Gisements

Les élogites en tant que metabasites affleurent au niveau des complexes ophiolitiques qui ont connu une subduction importante avant leur retour à la surface, par exhumation tectonique en général. Dans les Alpes, elles se situent dans les zones internes comme au niveau du Mont Viso. Elles sont plus rares dans la chaîne varisque (quelques affleurements en Vendée ou en Limousin). Leur forte densité contribue à la subduction du panneau plongeant.



5 Diagramme (P, T) des échantillons 1 à 3.

Caractères généraux

Les échantillons ci-contre ont été prélevés sur **le même affleurement**, à quelques décimètres de distance, dans un metabasalte provenant d'un morceau (pluri-kilométrique) de lithosphère océanique présent dans les Alpes internes (région de Zermatt-Saas, Suisse). **En passant sur le terrain de l'échantillon 1 à l'échantillon 3, on se rapproche d'une zone de déformation.**

Stade « éclogite » (échantillon 1)

La comparaison des **photos 1a** et **1b** (en LPNA et LPA respectivement) montre la présence de grenat (éteint en 1b) et de clinopyroxène (aux teintes vives du deuxième ordre) de type omphacite. Il s'agit donc d'une **éclogite**. Les bords des cristaux, nets, engrenés, témoignent de la « fraîcheur » de l'éclogite. Toutefois on note une **fracture centrale postérieure**, orientée verticalement, à la faveur de laquelle a poussé un feutrage de minuscules cristaux, d'amphiboles en particulier. La rétromorphose de la paragenèse éclogitique n'est réalisée qu'en cet endroit.

Stade « schiste bleu » (échantillon 2)

Sur la **photo 2** et son interprétation **figure 4**, le porphyroblaste central de grenat présente une texture œillée avec, au sein des ombres de pression marquant la déformation, des cristaux d'amphibole bleue lavande, la glaucophane, des cristaux à fort relief d'épidote ainsi que du quartz. Il en résulte un contour très sinueux du grenat. Dans la matrice on retrouve par ailleurs de rares lambeaux de cristaux d'omphacite. Sont donc en présence deux paragenèses, l'une primitive et propre au faciès « éclogites », l'autre nouvelle et caractéristique du faciès « **schiste bleu à épidote** », ce qui illustre une réaction chimique du type :

grenat + omphacite + H₂O --> glaucophane + épidote

Il faut nécessairement un apport d'eau pour que cette réaction se produise étant donné que glaucophane et épidote sont des minéraux hydroxylés (voir **fiches 4** et **10**). C'est pour cette raison que cette rétromorphose ne se produit qu'au niveau de la fracture (amenant des fluides) de l'échantillon A.

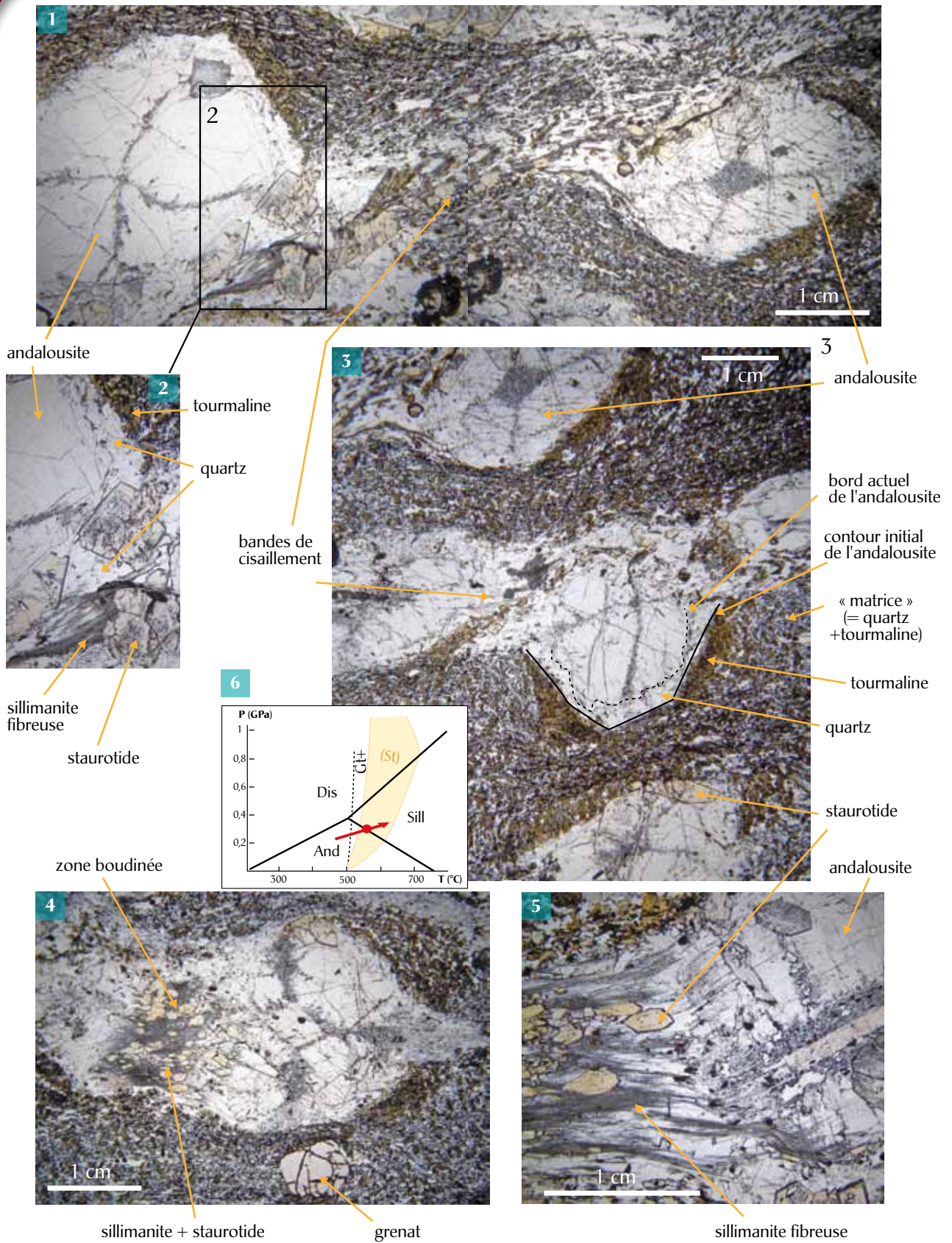
Stade « schiste vert » (échantillon 3)

Sur la **photo 3**, on remarque la présence d'un morceau de grenat « œillé » relique, autour duquel s'est développé une ombre de pression contenant de l'albite (blanche), de la chlorite (verte) et de l'amphibole bleue-verte. Cette paragenèse est symptomatique du faciès « **schiste vert** ». L'abondance de chlorite, phyllosilicate très hydroxylé (jusqu'à 12 % en masse d'eau), souligne combien l'apport d'eau, là encore, est nécessaire à la réaction.

Enseignements : chemin (P, T, t) suivi par la roche

La position des échantillons 1 à 3 peut être replacée sur le diagramme (P-T) de la **figure 5**. On note au passage qu'il n'y a **pas de préservation du trajet prograde** : les clinopyroxènes et plagioclases magmatiques présents dans le basalte originel ont irrémédiablement disparu.

Cet exemple illustre un autre point essentiel : **les trois échantillons se sont jadis équilibrés dans des conditions éclogitiques mais leur quantité de rétromorphose et les conditions dans lesquelles celle-ci s'est réalisée diffèrent**. L'échantillon 1 en a été largement épargné, l'échantillon 2 s'est (déformé et) rééquilibré dans le faciès « schiste bleu » (et très partiellement « schiste vert ») tandis que l'échantillon 3, situé à proximité d'une zone importante de déformation (et d'apport de fluides), s'est rééquilibré (probablement continûment) jusque dans le faciès « schiste vert ».



Caractères généraux

Minéraux et marques des réactions métamorphiques

La [photo 1](#) présente une vue d'ensemble d'une lame mince de métapélite en LPNA (un agrandissement est donné sur la [photo 2](#)). On y reconnaît **deux grands cristaux d'andalousite**, incolores à beiges, avec un assez fort relief (variété chiasolite, avec une croix d'inclusions sombres bien visible dans chaque). Ces cristaux sont séparés par une zone de déformation où l'on reconnaît de la sillimanite fibreuse (variété fibrolite) ([photo 2](#)), du quartz (plages blanches), de la staurotide (jaune pâle) et une profusion de cristaux plus petits et sombres de tourmaline (de couleur vert kaki).

Les bords des cristaux d'andalousite apparaissent diffus et grignotés, remplacés (pseudomorphosés) localement par du quartz. On devine cependant les anciens contours, rectilignes, de l'andalousite ([photo 3](#), cristal central, trait plein). Ils sont entourés d'une zone plus sombre, attestant d'une proportion moindre de quartz, localement, par rapport au reste de la matrice. Le quartz y a donc été sélectivement dissous, et probablement transféré en périphérie des cristaux d'andalousite par **pression-dissolution**.

La sillimanite, elle, apparaît fraîche (stable) dans l'échantillon ([photos 2 et 5](#)), ce qui témoigne donc de l'existence d'une réaction du type **andalousite → sillimanite**. Cette réaction polymorphique (entre deux minéraux de même formule chimique, Al_2SiO_5) s'est donc effectuée dans le sens prograde, soit lors d'une augmentation de température ([figure 6](#)).

Observations complémentaires

On note cependant que la sillimanite n'est présente que dans les parties étirées entre les cristaux d'andalousite : elle y souligne l'existence de petites bandes de cisaillement sénestres ([photos 1 à 3](#)), de zones boudinées ([photo 4](#)) ou d'ombres de pression ([photo 5](#)). Ceci montre que la sillimanite ne remplace pas directement l'andalousite : bien que la réaction soit polymorphique, les constituants chimiques Al, Si et O ayant servi à recristalliser la sillimanite ont donc été mobilisés depuis les bords de l'andalousite vers les sites de la roche où se concentrait la déformation.

On remarque en outre dans les petites bandes de cisaillement la présence de **staurotide** (jaune pâle, caractéristique de conditions amphibolitiques – voir [fiche 44](#), [figure 1](#)) associée à la sillimanite, ainsi que de **tourmaline**. Leur présence a deux implications importantes :

- Ces deux phases contiennent de l'eau et attestent de la **présence d'un fluide** à l'époque de leur cristallisation. C'est lui qui assure ainsi les transferts d'éléments par pression-dissolution, même dans le cas d'une réaction entre phases nominale anhydres (andalousite-sillimanite).
- Le bilan de matière ne saurait se limiter à $\text{And} = \text{Sill}$ (système Al-Si-O) car staurotide et tourmaline contiennent d'autres éléments chimiques, notamment du fer et du magnésium : **la réaction est donc plus complexe** qu'imaginée initialement, **et non isochimique**.

On remarque enfin la présence de grenat ([photo 4](#)), lequel semble peu affecté par ces réactions.

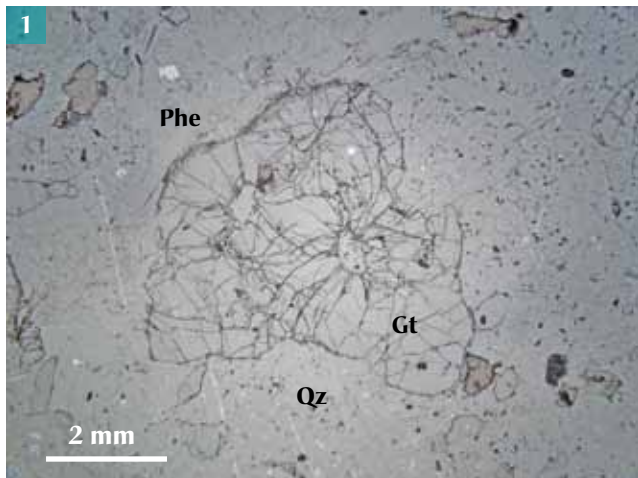
Enseignements

Cet échantillon illustre une réaction *a priori* simple s'effectuant sur une portion prograde du chemin (P,T,t), à plus de 500 °C ([figure 6](#)). Cette réaction est cependant plus complexe dans le détail, et les observations montrent que **les cristallisations associées à la réaction sont facilitées par la présence de fluides et la déformation**, phénomène tout à fait généralisable.

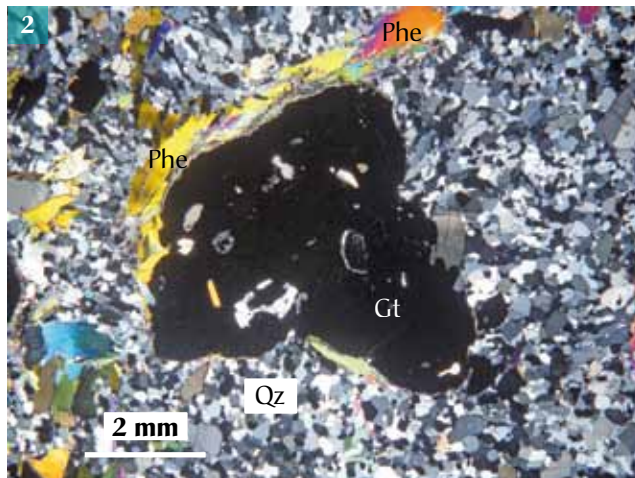
On note enfin que cette réaction, bien que s'effectuant à température croissante (situation généralement favorable pour le franchissement des barrières d'activation cinétique) est largement **incomplète** : un facteur limitant (réactants, cinétique et/ou déformation insuffisants) en a limité l'avancement.

Observation microscopique d'une quartzite à grenat et coésite

LPNA

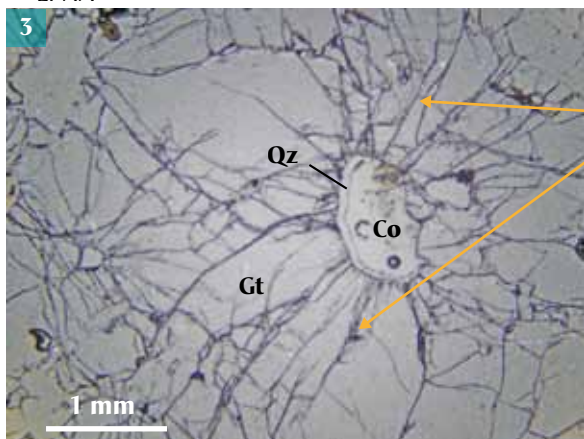


LPA



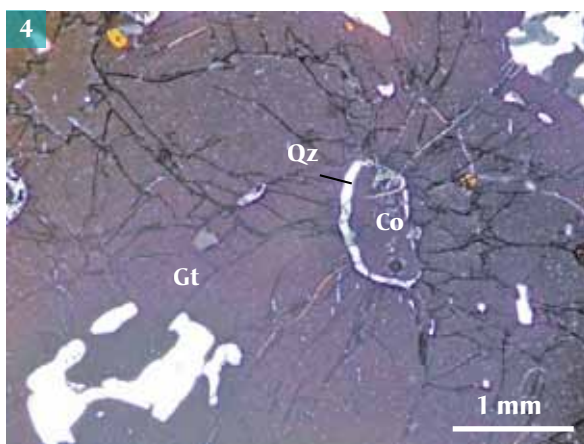
Relations grenat - quartz - coésite

LPNA



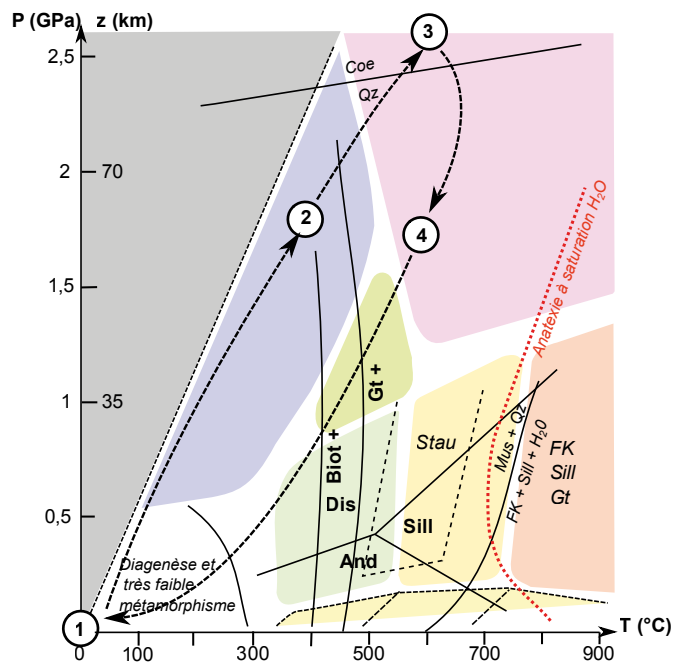
fissures radiales

LPA



Coe : coésite ; Gt : grenat ; Phe : phengite ; Qz : quartz

5 Diagramme (P,T) et chemin (P,T,t) d'une quartzite à grenat et coésite.



Certaines roches métamorphiques présentent des paragenèses quelque peu exceptionnelles par les conditions thermodynamiques dont elles témoignent. C'est le cas de certains affleurements des zones internes de la chaîne alpine comme ceux du massif de Dora Maira, attestant de la **subduction** profonde de matériaux continentaux.

Caractères généraux

Les roches observées, de texture grenue, se caractérisent par une grande abondance de quartz et de nombreux porphyroblastes centimétriques de **grenat**. Ces derniers expriment la nature **métamorphique** de la roche. L'observation en lame mince ([photos 1 et 2](#)) confirme la prépondérance du quartz (et la nature probablement paradérivée de l'échantillon, vraisemblablement un ancien grès impur), en petits cristaux entre les grenats, et conduit à parler de **quartzite**. Le quartz est accompagné de quelques minéraux tabulaires, incolores en LPNA et aux teintes vives de polarisation en LPA : ce sont des micas blancs, plus riches en silicium que la muscovite, appelés phengites. Les grenats sont les cristaux à fort relief, incolores en LPNA et toujours éteints en LPA.

Au cœur de certains grenats ([photos 3 et 4](#)), se trouve inclus un assemblage de quartz et de **coésite**, forme de très haute pression de la silice, qui n'apparaît que pour des pressions voisines de 2,5 à 3 GPa, soit près de 80 à 90 km de profondeur ([figure 5](#)). Les cristaux de grenat sont alors entièrement fissurés, avec de nombreuses cassures montrant une **distribution radiale** autour du cœur du minéral.

Enseignements

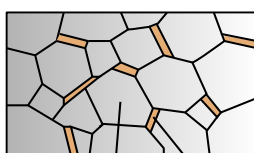
La présence de coésite permet de conclure que, lors de la phase **prograde**, cette roche a été entraînée à une profondeur voisine de 90 km environ, dans le faciès des « **éclogites de ultra-haute pression** » ([figure 5](#)). Les petits grenats de la photographie, qui incluent certains cristaux de coésite, se sont donc formés à ultra-haute pression (l'échantillon était entré dans le champ du grenat antérieurement : on observe en effet de plus grands grenats au niveau desquels la coésite n'est trouvée qu'en périphérie).

La **fracturation** des grenats au voisinage des inclusions de coésite peut s'expliquer par une augmentation de volume des cristaux inclus : cette transformation s'effectue lors de la phase **rétrograde** de retour vers la surface, lorsque la coésite se transforme en quartz, moins dense. Le grenat a sans doute retardé cette transformation en s'opposant temporairement à l'augmentation volumique jusqu'à ce que la pression d'enfouissement (et la température) devienne relativement faible pour qu'il se fissure. Enfin, à basse température, la coésite restante n'a pu se convertir en quartz pour des raisons cinétiques. La [figure 6](#) propose un scénario possible de l'histoire de la roche.

Le point remarquable dans cet exemple est de constater qu'une roche de nature continentale (et donc peu dense) a été entraînée dans un processus de **subduction** à près de **100 km de profondeur**.

6 Évolution possible de la paragenèse lors des phases prograde et rétrograde du chemin (P,T,t).

Stade 1 (hypothétique) :
protolithé de type grès
argileux



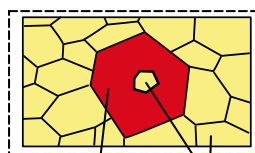
quartz argile

Stade 2 (hypothétique) :
transformation des argiles
en aluminosilicate(s) X



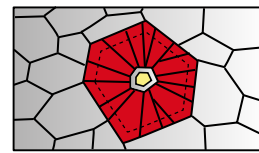
minéral X

Stade 3 : cristallisation du quartz
en coésite, réduction volumique
et apparition du grenat



grenat coésite

Stade 4 : retour de la
coésite à l'état de quartz
et éclatement du grenat





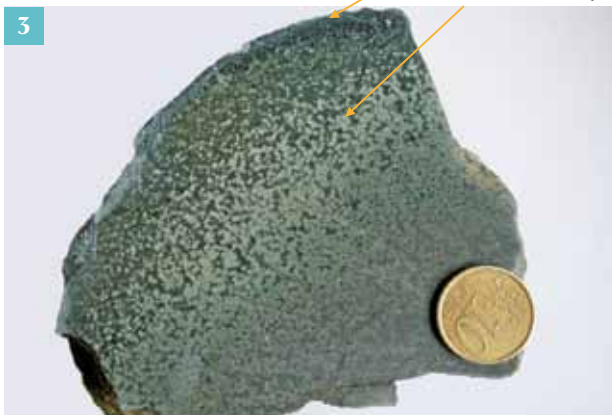
Radiolarite

Pillow lavas



Zone corticale d'un pillow lava

croûte craquelée
texture variolitique



Gabbro isotrope

pyroxènes
plagioclases

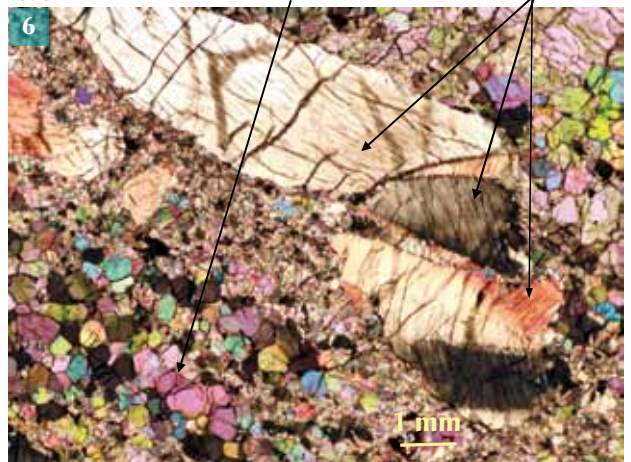


Péridotite foliée

patine externe
d'oxydes de fer
foliation
des pyroxènes

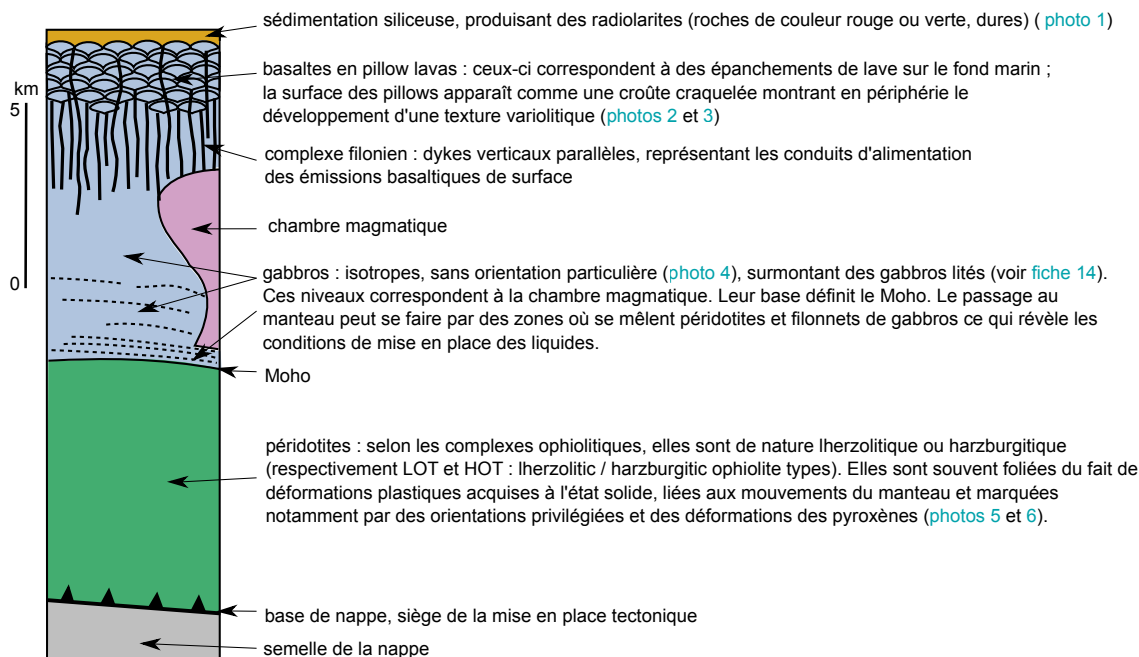
Péridotite foliée
LPA

olivines
en lits
orthopyroxènes déformés
définissant la foliation



Caractères généraux

Les complexes ophiolitiques correspondent à des **associations** de formations ultrabasiques et basiques interprétées comme des parties de **lithosphère** océanique mises en place **tectoniquement** sur des domaines continentaux. Le complexe le plus important dans le monde est celui observé en **Oman** où il forme une nappe chevauchant de plus de 100 km la marge arabe, et dont l'épaisseur reconstituée est de l'ordre de 15 à 20 km se répartissant en 8 à 12 km de péridotites mantelliques et 4 à 7 km de roches crustales (gabbros et basaltes). La structure complète d'un complexe ophiolitique de type Oman montre les niveaux suivants :



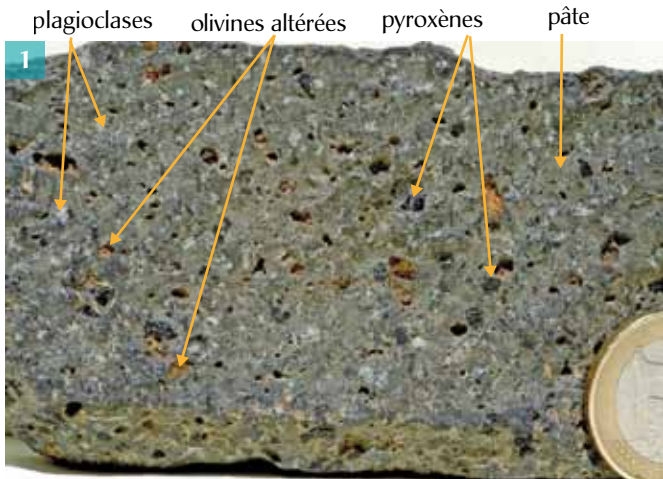
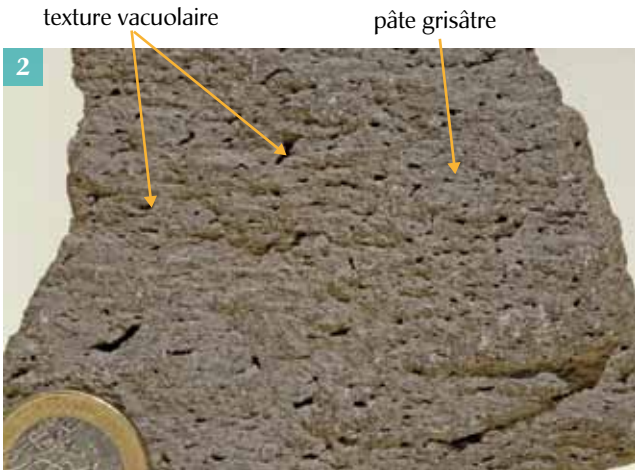
Enseignements complémentaires

Diversité des complexes ophiolitiques

Les complexes ophiolitiques se rencontrent fréquemment au sein des chaînes de collision, comme les Alpes ou l'Himalaya. Ils constituent parfois des ensembles **moins complets** et moins épais à l'image des ophiolites du Chenaillet près de Briançon. Dans ce cas, les niveaux magmatiques comme les gabbros y sont plus ou moins représentés et le complexe filonien absent ce qui révèle une faible accréation magmatique des dorsales à leur origine, que l'on peut alors considérer comme lentes. Les péridotites associées à ces complexes sont de type lherzolitique ce qui est en accord avec une faible fusion partielle et une faible production de liquides.

Gisements et mise en place

Certains complexes ophiolitiques ne montrent que les transformations hydrothermales affectant la croûte océanique lors de sa divergence à partir de l'axe de la dorsale. Ce métamorphisme océanique se marque notamment par le développement d'amphiboles aux dépens des pyroxènes magmatiques. La mise en place de ces complexes résulte alors d'un phénomène d'**obduction**. Dans d'autres cas, les ophiolites portent des témoignages métamorphiques selon des gradients **HP-BT**, dans des faciès « **schistes bleus** » ou « **éclogites** » (exemple du Mont Viso). La mise en place de ces complexes fait donc intervenir d'abord un processus de **subduction** qui résorbe le domaine océanique, suivi, lors de la collision, d'une **exhumation** des parties subduites, à l'origine de la rétro-morphose des faciès (voir fiche 53).

Basalte (cheire d'Aydat - chaîne des Puys)**Lave intermédiaire de Volvic
(appelée benmoréite dans la série alcaline)****Trachyte (Puy de Dôme)****4 Principaux minéraux des laves représentatives de la série volcanique de la chaîne des Puys**

(modifié d'après FOURRY - 1983)

	basalte		lave de Volvic		trachyte
Olivine	Fo 85	Fo 83			
Clinopyroxène					
Ti-Magnétite					
Amphibole					
Biotite					
Plagioclase		An 68	An 62		An 24
Sanidine					

degré de différenciation →

5 Analyses chimiques de sept laves représentatives de la chaîne des Puys

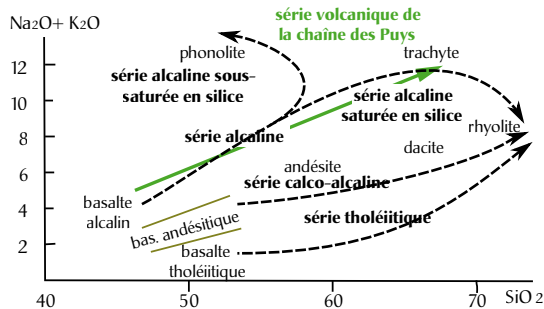
(d'après MAURY et al. - 1980)

	basalte			lave de Volvic		trachyte	
SiO 2	47,3	48,5	52,2	53,2	57,1	60,2	69,4
TiO2	2,3	2,2	1,8	1,5	1,1	0,8	0,4
Al2O3	15,9	16,6	16,9	17,6	17,9	17,9	15,6
Fe2O3	12,1	11,9	9,8	11,7	6,8	4,7	2,4
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	6,6	5,3	3,9	2,5	1,9	1,1	0,4
CaO	9,9	9,2	7,6	5,9	4,5	3,1	1,3
Na2O	3,7	3,9	4,5	5,0	5,4	5,6	5,6
K2O	1,7	1,8	2,5	2,7	3,4	3,8	4,9
P2O5	0,6	0,7	0,7	0,3	0,5	0,3	0,1

6 Positions schématiques des différentes séries magmatiques dans le diagramme Na₂O + K₂O = f(SiO₂)

(ici indiquées par leurs produits volcaniques)

(d'après BARDINTZEFF - 1992)



Une série volcanique : la chaîne des Puys

La chaîne des Puys (massif Central) correspond à une centaine d'édifices volcaniques, alignés dans une zone d'extension limitée (30 km de long sur quelques km de large) et mis en place au cours d'un intervalle de temps relativement bref à l'échelle des temps géologiques (intervalle de l'ordre de 100 000 ans). Ces édifices montrent cependant une grande diversité pétrographique, allant de roches basiques à des roches différenciées.

Les roches basiques sont les plus représentées en volume : ce sont des **basaltes** (photo 1) à phénocristaux d'olivine et de pyroxènes. Ils constituent de longues coulées s'échappant de cônes stromboliens et empruntant les vallées qui descendent vers la Limagne. Ces coulées sont appelées des cheires du fait de leur surface chaotique, riche en fragments scoriacés aigus, brisés par l'écoulement du magma.

Les roches les plus différenciées sont des **trachytes** (photo 3), roches leucocrates, à pâte claire et à nombreux phénocristaux de sanidine. Ces magmas visqueux, beaucoup moins abondants, ont produit quelques dômes volcaniques dont le Puy de Dôme.

Un échantillonnage complet fait cependant apparaître que toutes les compositions intermédiaires existent minéralogiquement et géochimiquement entre basaltes et trachytes (figures 4 et 5) : la coulée de Volvic est ainsi constituée d'une **lave intermédiaire** (photo 2), de couleur grise, plus pauvre en éléments ferro-magnésiens que les basaltes et plus riche en alcalins.

L'étude pétrologique des différents faciès, à l'échelle des roches totales ou de leurs minéraux, révèle des liens génétiques entre les différents échantillons qui peuvent alors être compris comme résultant de l'évolution d'un même magma initial. L'ensemble de ces caractères fonde la notion de **série magmatique**, définie comme un ensemble de roches mises en place dans une même région, au cours d'un intervalle de temps relativement limité, et présentant entre elles des liens génétiques.

Enseignements complémentaires

Évolution des séries magmatiques

Dans le cas de la chaîne des Puys, les roches basiques sont les plus abondantes et les travaux pétrologiques, argumentés par les observations de terrain, ont montré qu'il était possible d'obtenir les laves plus différenciées à partir d'un magma parent de composition basaltique, évoluant par **cristallisation fractionnée** (figure 4). La série observée traduit ainsi un **processus de différenciation**. Cette dernière observation se retrouve de manière générale dans la majorité des séries magmatiques même si les processus guidant les évolutions des magmas apparaissent beaucoup plus **divers** que la seule cristallisation fractionnée (contamination, assimilation, mélange...).

Les différentes séries magmatiques

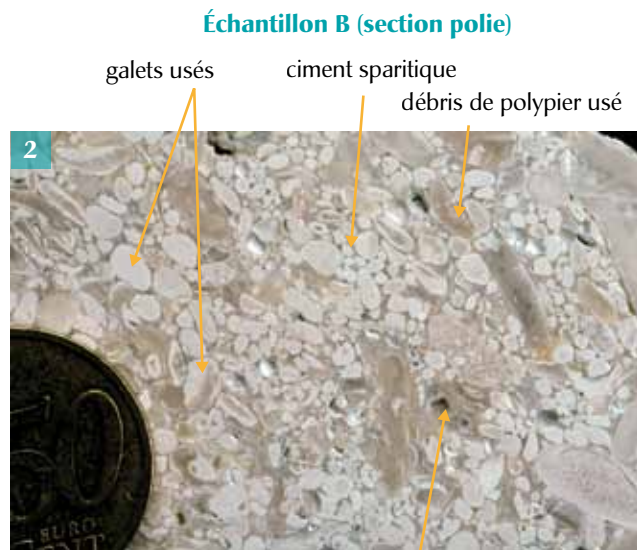
Traduisant généralement des processus de différenciation, l'évolution des produits de chaque série magmatique est souvent représentée dans des diagrammes $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = f(\text{SiO}_2)$ (figure 6). La nature du magma initial (voir les différents types de basaltes – fiche 13) et les évolutions observées conduisent à distinguer différentes séries dont les séries **tholéiitique**, **calco-alcaline** ou **alcaline**. L'abondance relative des termes peut cependant varier d'une série à l'autre : ainsi la série tholéiitique présente essentiellement des termes basiques.

On montre que ces séries peuvent être reliées à des **contextes géodynamiques** plus ou moins caractéristiques, ce qui fait du magmatisme un **bon marqueur géodynamique** : la série calco-alcaline, définie notamment par la fréquence des andésites, est un marqueur des environnements de subduction. La série tholéiitique est celle du magmatisme de dorsales mais se rencontre aussi en domaine intraplaque (exemple des trapps du Deccan en Inde). La série alcaline s'observe, mais de manière non exclusive, dans le magmatisme intraplaque (exemple de la chaîne des Puys).



Échantillon A (section polie)

micrite



Échantillon B (section polie)

galets usés

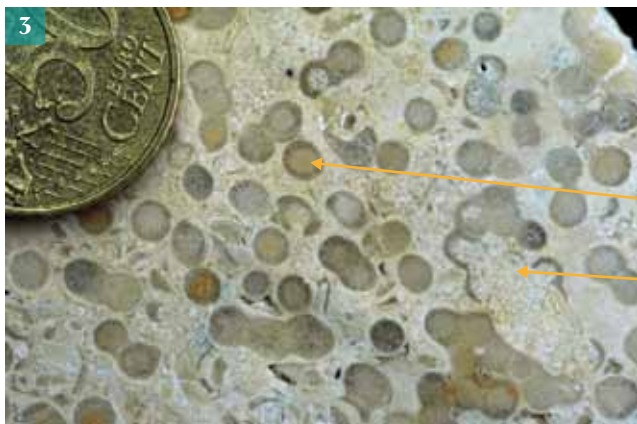
ciment sparitique

débris de polypier usé



Échantillon C (section polie)

cavité tapissée de calcite



section de polypier à cloisons radiaires

matrice micritique et sparitique

Échantillon D (section polie)

fragment de polypier usé



Échantillon E (section polie)

coquille de Gastéropode

fragments de coquilles
de bivalvesoolithes et pelotes
fécales
ciment mixte, sparitique
et micritique

Cinq échantillons contemporains (issus d'un même niveau du Jurassique supérieur) ont été prélevés selon un trajet N-S échelonné sur 5 à 6 km environ, le long de la vallée de l'Yonne, au sud d'Auxerre.

Caractères des différents échantillons

L'**échantillon A** (photo 1) a un aspect homogène, ne raye pas le verre et fait effervescence à l'acide ; aucun fossile n'y est visible. Il provient d'une boue carbonatée micritique. Il happe par ailleurs à la langue ce qui traduit la présence d'argiles. Il s'agit d'une **marne**.

L'**échantillon B** (photo 2) est formé d'une multitude de petits galets aux formes très arrondies qui sont soudés par un ciment translucide. Il s'apparente donc à un **micropoudingue** mais, ne rayant pas le verre et faisant effervescence à l'acide, il correspond à un **calcaire**. Il est possible de reconnaître parmi les galets quelques fragments coralliens. Le ciment étant de nature sparitique, ce calcaire est une **biosparite**.

De multiples sections arrondies et à cloisonnement radiaire s'observent sur la surface polie de l'**échantillon C** (photo 3). Ces sections correspondent à des polypiers, squelettes calcaires sécrétés par certains Cnidaires coloniaux. Ce sont des **coraux** avec, dans ce cas, des formes ramifiées. Les squelettes sont intacts et apparaissent en arborescences restées en position de vie. Ils sont inclus dans un ciment mat ou translucide donc à la fois micritique et sparitique. Ce **calcaire** aux coraux intacts, en place, est de type construit ou **biolithite**.

Les deux **échantillons D et E** (photos 4 et 5) se caractérisent par la présence de multiples fragments coquilliers, souvent arrondis car usés, associés à des oolithes, des pelotes fécales, le tout dans un ciment translucide (sparite) par endroits, mat (micrite) à d'autres. Il s'agit de **calcaires bioclastiques** de types **bioosparite** et **bioomicrite**.

Enseignements ; reconstitution paléogéographique

Les échantillons étudiés se distinguent donc par des caractères lithologiques et paléontologiques variés, ce qui définit des **faciès différents** traduisant des milieux de sédimentation de caractéristiques également différentes. Leur répartition permet de proposer une reconstitution paléogéographique.

L'**échantillon A** dénote un **milieu très calme** qui échappe à l'action de la houle voire des tempêtes puisque les argiles y sont présentes. Il correspond à un milieu relativement profond (> 30 à 50 m).

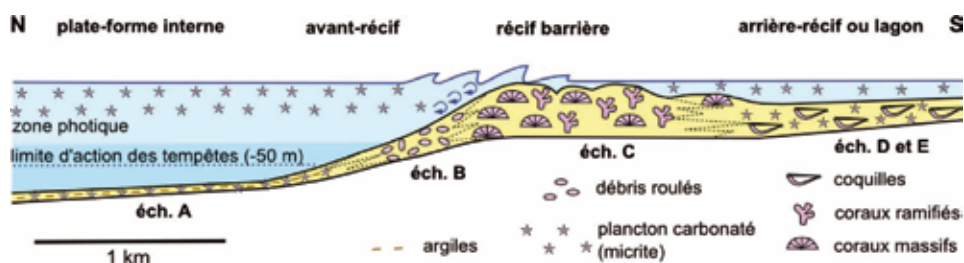
L'**échantillon B** au contraire est marqueur d'un **milieu très agité donc peu profond** en raison des galets roulés et de l'absence initiale de matrice micritique. Le fait qu'on y trouve des fragments de coraux permet de le situer à **l'avant d'un récif**, du côté du large.

L'**échantillon C** est typique du **cœur d'un récif** et plus particulièrement de son côté abrité en raison de la présence abondante de micrite et des coraux intacts. Le milieu y est peu profond et en eaux chaudes, limpides.

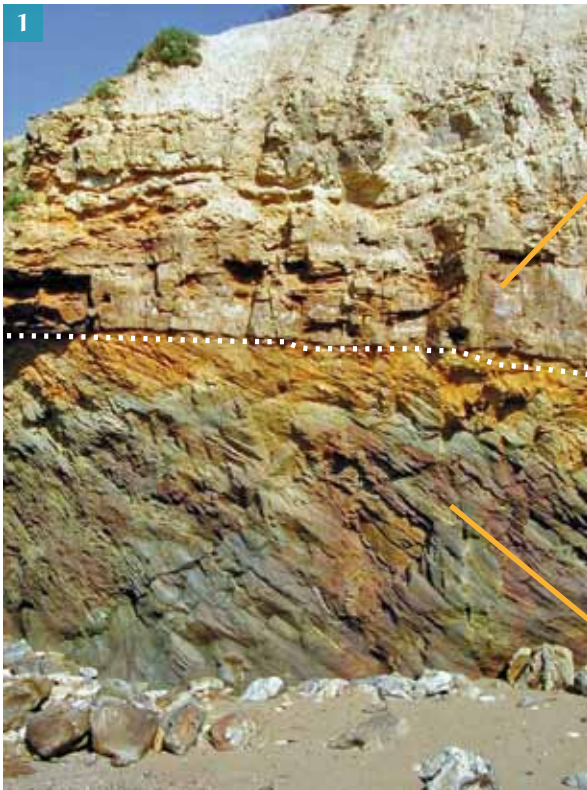
Les **échantillons D et E**, très riches en bioclastes de nature variée, expriment la diversité biologique des eaux d'un **lagon**, en arrière du récif. Le régime hydrodynamique y est très fluctuant, calme ou agité lors des tempêtes.

La figure 6 propose une reconstitution des ces divers paléo-environnements selon un axe N-S.

6 Reconstitution du complexe récifal de l'Yonne au Jurassique supérieur.



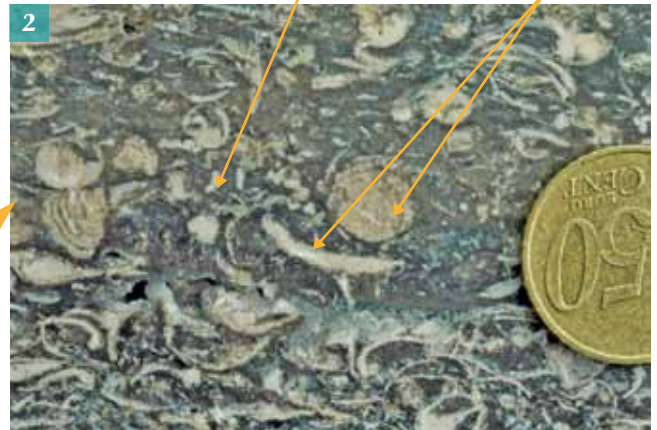
Exemple A : vue générale de l'affleurement



Vue de détail du niveau supérieur : grès coquillier

matrice gréseuse

bioclastes



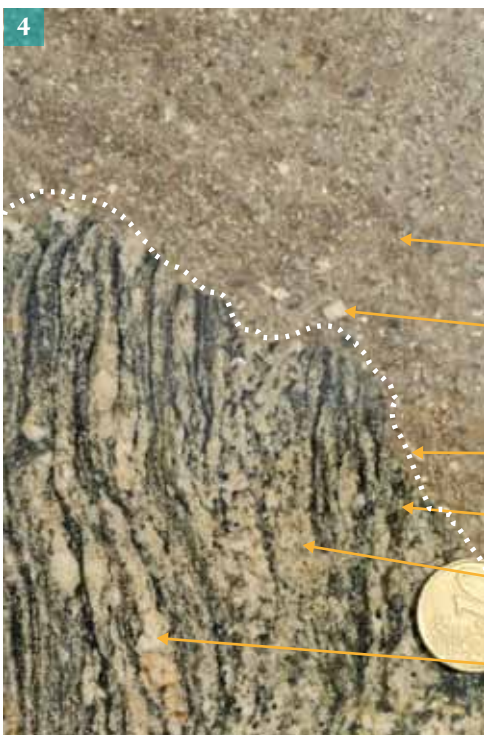
surface de discordance

Vue de détail du niveau inférieur : micaschiste à grenat



grenats

œil de quartz



quartz

grès feldspathique ou arkose

feldspath

surface de discordance

lit de biotite

zone d'anatexie

lit de quartz et de feldspaths

gneiss
migmatitique

Exemple B (section polie)

Caractères généraux

L'affleurement de l'**exemple A** (photo 1) montre la superposition de deux formations différentes :

- la formation inférieure est constituée de roches foliées, dont la minéralogie fait apparaître de nombreux grenats ainsi que des micas (photo 3). Des yeux de quartz sont alignés dans la foliation. Celle-ci présente un pendage net vers la droite du cliché. Cette formation est donc métamorphique et correspond à un **micaschiste à grenat** ; sa minéralogie et sa structure ont été acquises en profondeur lors de phénomènes orogéniques.
- la formation supérieure comporte des roches stratifiées qui présentent de très nombreux bioclastes séparés par une matrice sableuse (photo 2). Ces bioclastes sont pour l'essentiel des fragments de coquilles de *Lamelibranches* : cette roche est un **grès coquillier**. Elle s'est formée en surface dans des conditions qui sont celles d'une sédimentation sableuse en milieu littoral.

Ces caractères se retrouvent pour partie sur l'**exemple B** (photo 4) observé plus précisément au niveau du contact séparant deux types de formations. Le niveau inférieur montre dans ce cas une roche de texture mixte, grenue et foliée, dans laquelle il est possible de reconnaître des lits clairs avec des cristaux de **quartz** de couleur grisâtre et des cristaux de **feldspaths** blanc mat, et des lits sombres riches en cristaux noirs de **biotite**. La foliation est ici verticale. Cette roche est un **gneiss** à tendance migmatitique.

Le niveau supérieur est une roche constituée d'éléments détritiques, cristaux de quartz pour l'essentiel accompagnés de quelques minéraux blancs opaques de feldspaths. Il s'agit d'un **grès feldspathique** ou arkose.

La surface séparant les deux formations est sinueuse. Elle ne constitue en aucune manière un plan de faiblesse mécanique et ne présente aucun caractère tectonique : il ne s'agit pas d'une faille et elle ne correspond donc pas à un contact anormal. Cette surface est un **contact sédimentaire** qui sépare deux formations dont les structures sont géométriquement très différentes : c'est une **surface de discordance**.

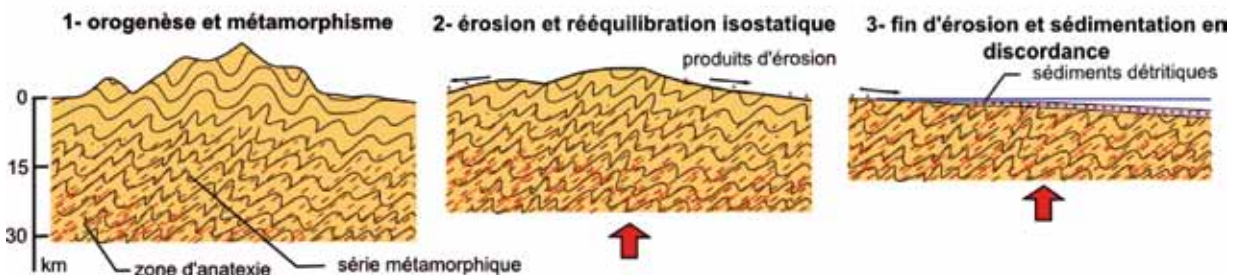
Enseignements

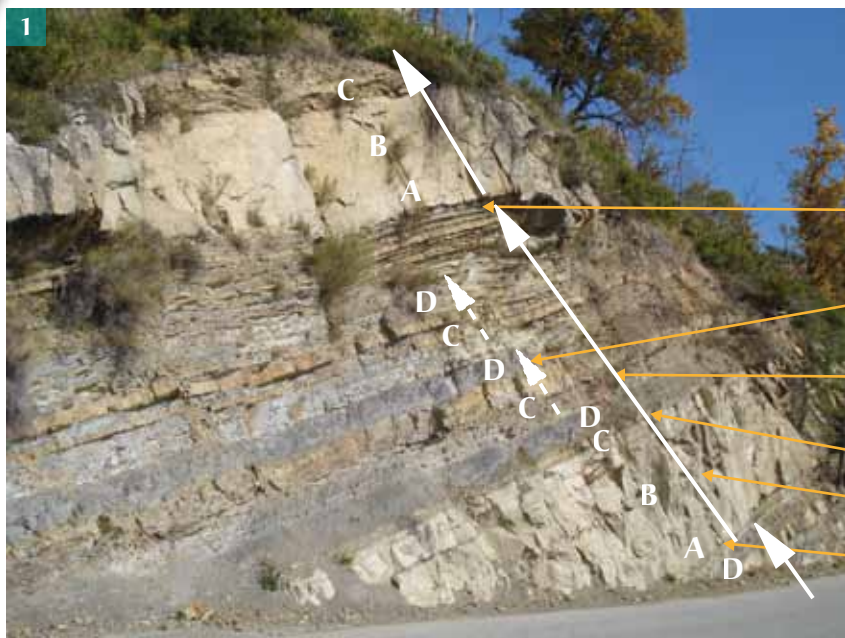
La discordance résulte alors de la succession des événements suivants (figure 5) :

1. Formation en profondeur de roches métamorphiques en lien avec une orogénèse ;
2. Érosion conduisant à leur mise à l'affleurement et constitution d'une surface d'érosion ;
3. Dépôt sur cette surface de formations sédimentaires.

Les discordances s'observent dans différentes situations : la formation sédimentaire supérieure peut ainsi reposer sur des formations magmatiques ou sur un substratum sédimentaire préalablement déformé par une phase tectonique antérieure puis érodé avant le dépôt suivant. Les deux formations en contact présentent alors des pendages très différents et on parle de **discordance angulaire**.

5 Les différentes étapes de genèse d'une discordance.





**Vue générale de l'affleurement
et situation des photos de détail**



Vue de détail du niveau A

vide laissé par un galet mou érodé
galet mou
grès grossier



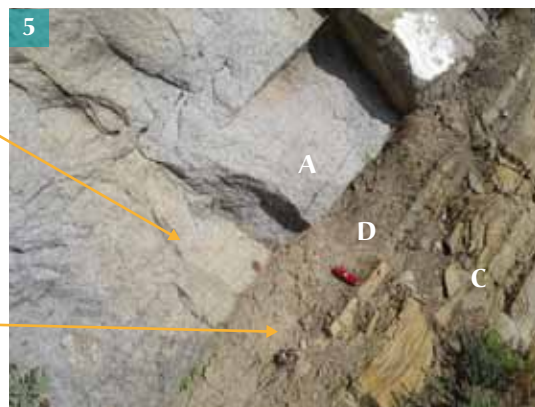
Vue de détail du niveau B



Vue de détail du niveau C

figure d'échappement
ou convolution

ride de courant



Vue de détail du niveau D

retour d'un
épisode détritico
grossier

pélites en fines
laminations

Caractères généraux de l'affleurement

Un ensemble d'origine détritique terrigène

L'affleurement illustré par la [photo 1](#) présente un ensemble de strates plus ou moins mises en relief du fait d'une érosion différentielle. Les bancs en relief montrent à l'observation des particules grossières visibles à l'œil nu, des grains de quartz notamment, liées par un ciment rayant le verre, de nature siliceuse (ce qui serait révélé par un test négatif à l'acide) : il s'agit de **formations gréseuses**. Les bancs en creux sont au contraire de grain beaucoup plus fin, de dureté bien plus faible. On montre qu'ils ne font pas effervescence à l'acide : ils correspondent à des **couches grésio-argileuses** et **argileuses**.

Cette formation stratifiée est donc un ensemble sédimentaire d'origine détritique.

Une sédimentation cyclique

L'observation à l'échelle de l'affleurement ([photo 1](#)) montre des bancs gréseux puissants et massifs (A et B) alternant avec des ensembles plus argileux (C et D). Ces quatre termes définissent une séquence sédimentaire (ou cyclothème) qui se répète verticalement ce qui atteste d'une **sédimentation rythmique**.

L'étude plus attentive de la partie supérieure de la séquence (niveaux C et D) fait apparaître une répétition des bancs C et D, définissant alors des séquences (ou cyclothèmes) de 2^e ordre.

Caractères distinctifs des bancs

Les termes A à D de la séquence de 1^{er} ordre se distinguent nettement par leur granulométrie, le tri des particules et leur agencement au sein des bancs.

Variations de la granulométrie et du tri

Le niveau A ([photo 2](#)) est constitué pour l'essentiel par du matériel grossier, souvent de taille hétérogène, ce qui dénote un mauvais tri. Des passées grossières et mal triées se retrouvent encore à la base inférieure du niveau B ([photo 3](#)).

Au sein de ces niveaux grossiers, il est possible d'observer des agglomérations sphériques, pluri-centimétriques, de particules plus fines. Ce sont d'anciennes concentrations d'argiles constituant initialement des galets mous et sédimentées au sein de masses plus sableuses.

Les niveaux C et D sont formés de particules beaucoup plus fines : le niveau C ([photo 4](#)) apparaît comme un banc de grès argileux à grain fin, le niveau D étant entièrement de nature pélitique ([photo 5](#)).

La séquence est donc marquée par un granoclasement décroissant vers le haut, avec un matériel massif et mal trié dans les niveaux inférieurs, devenant très fin au sommet de la séquence.

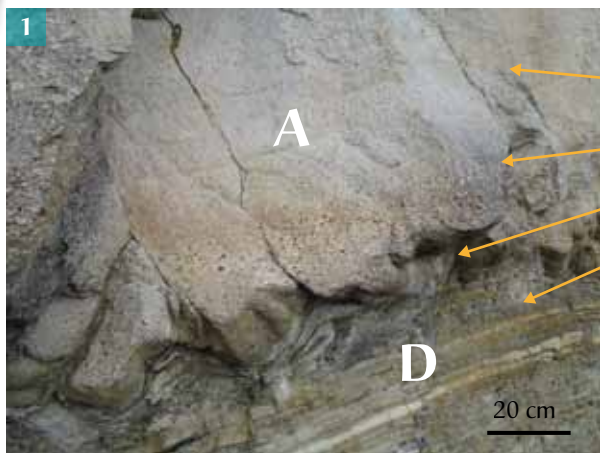
Agencement des particules

Le niveau gréseux A de la base de la séquence ne montre que peu d'organisation particulière. C'est le cas encore de la partie inférieure du niveau B au sein duquel on note toutefois le passage à des matériaux gréseux plus fins organisés en nettes laminations.

Les bancs de grès fin du niveau C montrent de nombreuses laminations plissées et ondulées. Certaines correspondent à des rides liées à l'hydrodynamisme du milieu, d'autres sont des convolutions, figures d'enroulement interprétées comme le résultat de processus d'échappement d'eau à partir de sédiments initialement gorgés de liquide, sous l'effet de chocs mécaniques (arrivée d'un nouveau dépôt ou ébranlement sismique...).

Enfin les pélites du niveau D dessinent de fines laminations parallèles.

Vue de détail du niveau A et de sa surface basale



- grès fin
- grès grossier
- surface basale ondulée
- toit raviné de la séquence précédente

Cannelures de la surface basale du niveau A



cannelures ou chenaux d'érosion

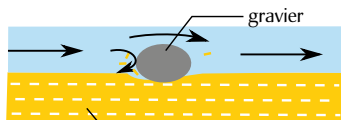
figures d'érosion en flûtes (« flute casts »)

sens du paléocourant

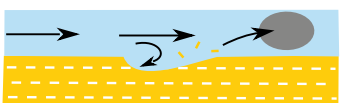
Figures en flûtes sur la surface basale du niveau A

4 Schéma interprétatif
de la formation d'un moulage en flûte

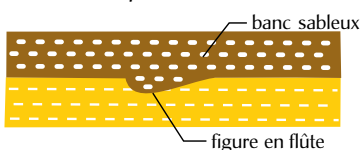
1- affouillement par un tourbillon du côté amont de l'obstacle



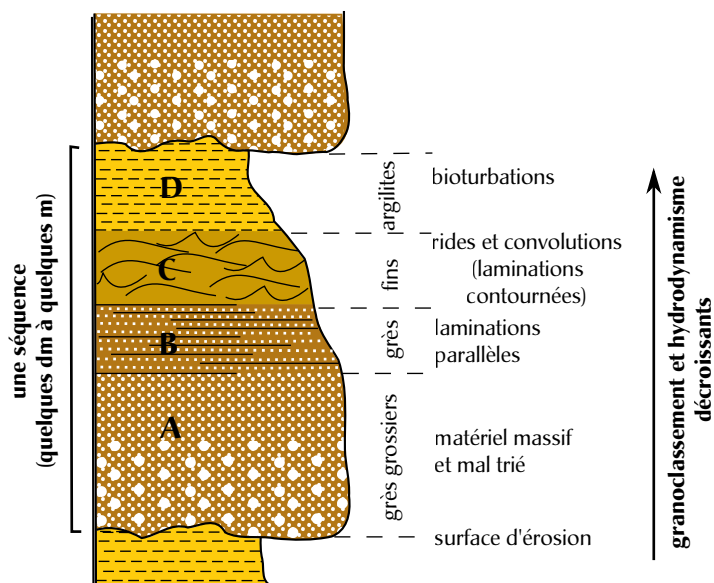
2- entraînement de l'obstacle et fin d'affouillement



3- moulage interne de la figure d'affouillement par un nouveau sédiment



5 Organisation de la séquence de BOUMA



Caractères distinctifs des bancs (suite)

Les figures sédimentaires

Les surfaces de bancs présentent parfois des figures qui fournissent des informations sur l'hydrodynamisme des milieux.

La surface basale du niveau A, visible sur la [photo 1](#), est particulièrement ondulée et recoupe en partie les niveaux pélitiques sur lesquels elle repose ; elle correspond à une surface d'érosion. La mise en place du niveau A s'est faite par érosion et remise en suspension d'une partie des particules fines déposées au sommet du banc D, lequel marque la fin de l'épisode de dépôt précédent.

Cette surface de base de banc présente par ailleurs de multiples figures. Parmi celles-ci, s'observent des **canne-lures** ([photo 2](#)) : elles correspondent aux moulages de chenaux creusés dans les niveaux pélitiques sous-jacents au moment du dépôt des sables. Leur allongement traduit la direction générale du courant mais il est impossible d'en définir le sens. Celui-ci peut être déduit de l'analyse d'autres figures dites en **flûtes** comme celles de la [photo 3](#). Il s'agit de reliefs allongés et dissymétriques, de forme générale conique. On y distingue un côté bien bombé et à l'opposé une forme effilée. Par analogie avec l'observation à marée basse de plages à sables et à galets, on interprète ces figures comme des formes d'érosion par creusement, affouillement à l'amont de galets posés sur le fond, ceux-ci restant sur le fond ou étant arrachés selon la force du courant. Ces figures d'érosion, en creux au départ, sont conservées grâce au moulage des sables qui viennent les remplir ([figure 4](#)). Leur **allongement est parallèle au courant** et leur dissymétrie permet d'en déduire le sens, le **bord net et bombé se situant du côté amont**.

Bilan des observations

La séquence formée par les termes A, B, C et D se caractérise donc par son **granoclassement vertical décroissant** ce qui traduit une diminution générale de l'hydrodynamisme lors du dépôt d'une séquence. Les derniers termes très fins sont ainsi la marque d'une sédimentation pélagique calme.

Les **transitions** entre sédiments très fins et sédiments grossiers sont souvent brutales à l'image de celles qui séparent deux séquences, avec le développement d'une surface d'érosion. Ceci dénote des changements brusques du régime hydrodynamique comportant, après une période de sédimentation pélagique calme, une sédimentation brutale de matériel grossier, d'abord sous **régime turbulent**, ce qui explique l'absence de tri, puis sous régime **laminaire** d'énergie décroissante avant le retour à une sédimentation très calme.

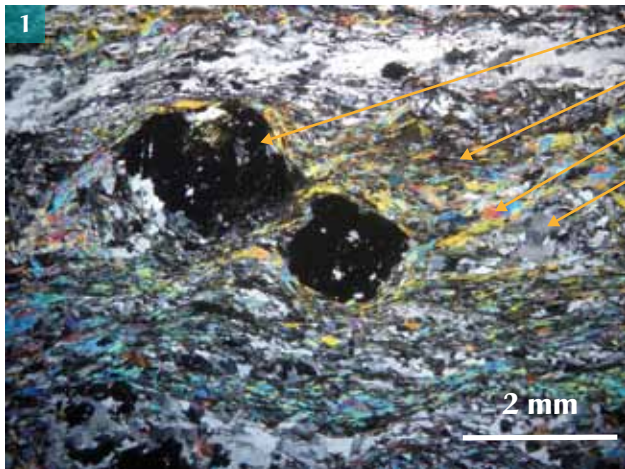
Il a été établi qu'une telle séquence pouvait résulter d'une avalanche sous-marine mettant en jeu un **courant chargé de particules** ou **courant de turbidité**. La séquence typique d'un tel événement ou **turbidite**, définie par BOUMA en 1962, comprend principalement 4 termes présentés sur la [figure 5](#). Ces avalanches sont particulièrement fréquentes au niveau des deltas sous-marins profonds dont elles alimentent la croissance.

Les récurrences des termes C et D observées sur la [photo 1](#) de la [fiche 60](#) (séquences de 2^e ordre) peuvent s'interpréter comme des venues latérales ou levées de chenaux voisins, postérieures aux dépôts réalisés dans le chenal principal (de A à D).

On trouve tout particulièrement ces séquences de turbidites dans les séries détritiques dénommées **flyschs** (de l'allemand *fliessen* signifiant « couler ») qui précèdent de peu la collision de marges. Dans le cas de l'orogénèse alpine, les flyschs sont d'âge Crétacé supérieur et Eocène, périodes d'initiation de la collision.

Observation microscopique de la roche 1: schiste à grenat

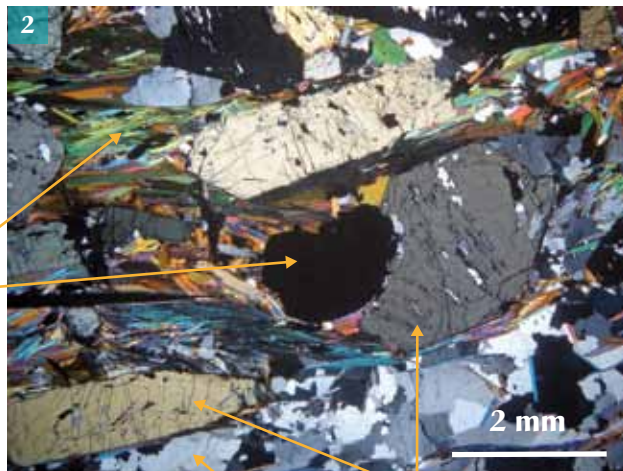
LPA



grenat
chlorite
muscovite
quartz

Observation microscopique de la roche 2 : micaschiste à grenat et staurotide

LPA

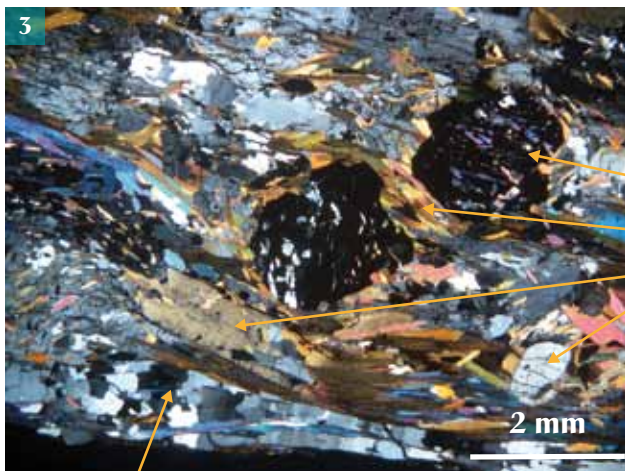


muscovite
grenat

quartz
staurotide

Observation microscopique de la roche 3 : micaschiste à grenat et disthène

LPA



grenat
muscovite
disthène

quartz

Observation microscopique de la roche 4 : paragneiss à disthène et sillimanite

LPA



muscovite
disthène
quartz
sillimanite

2 mm

Exemple des métapélites

L'analyse de la paragenèse d'une roche métamorphique permet de déterminer les conditions P-T correspondant au pic thermique qu'elle a subi. Cette étude peut être conduite sur différentes roches d'une même série, situées en des lieux assez distants et soumis à des pics différents au cours de l'épisode métamorphique. Dans un diagramme P-T, on peut alors joindre les points obtenus ce qui fournit une courbe définissant le **gradient métamorphique régional** et conduisant à une interprétation géodynamique. Quatre échantillons de métapélites de la série varisque des Maures, répartis d'ouest en est (figure 5), sont analysés en LPA.

Caractéristiques minéralogiques des échantillons

L'**échantillon 1** (photo 1) présente une foliation exprimée par la muscovite et la chlorite. Grenat et quartz complètent la minéralogie de cette roche métamorphique qui est un **schiste à grenat**, schiste en raison de la taille inframillétrique de la plupart des minéraux. Le faciès est celui des « **schistes verts** » du fait de la présence de la chlorite ; l'existence du grenat signifie que le maximum thermique a dépassé les 400 °C (figure 6).

L'**échantillon 2** se caractérise par une taille plus importante de tous les minéraux (photo 2) et l'apparition de la staurotide. Il s'agit d'un **micaschiste à grenat et staurotide** relevant du faciès « **amphibolites** » en raison de la présence de la staurotide (figure 6).

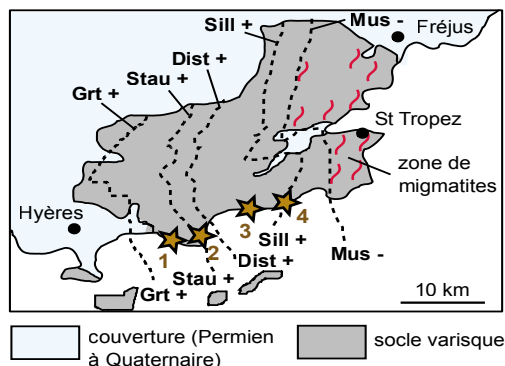
La nouveauté de l'**échantillon 3** (photo 3) est la disparition de la staurotide au profit du disthène (et du grenat) : le faciès de ce **micaschiste** se situe dans le domaine des **amphibolites de haut degré** (figure 6).

L'**échantillon 4** (photo 4) diffère du précédent par la faible proportion de micas et la coexistence de disthène et de sillimanite ce qui permet de le situer sur la courbe d'équilibre de ces deux polymorphes, dans la portion où la staurotide n'est plus stable et avant la limite d'anatexie puisque la foliation est encore bien préservée (figure 6). Ce **paragneiss** relève aussi du faciès des **amphibolites de haut degré**.

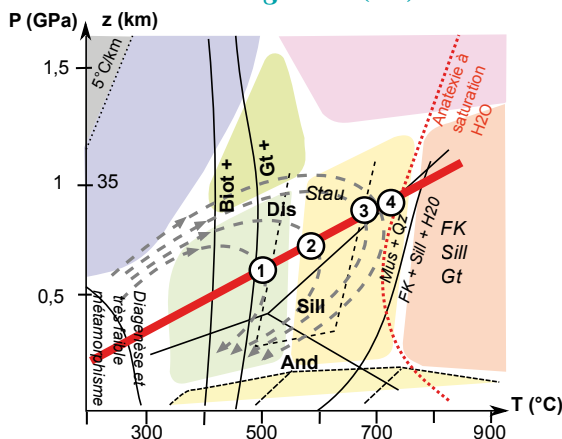
Définition du gradient métamorphique

Grâce à l'échantillon 4 en particulier, il est possible d'aligner les maxima thermiques de ces roches sur une droite définissant un gradient métamorphique de « **moyenne pression - moyenne température** » ou intermédiaire. Le tracé de celui-ci serait affiné par la détermination plus précise des conditions de pression et de température du pic métamorphique de chaque échantillon. Les résultats, obtenus par ailleurs sur cet exemple, livrent un gradient de l'ordre de 23-25 °C/km, caractéristique d'un contexte de collision.

5 Localisation des échantillons et carte des isogrades.



6 Reconstitution du gradient métamorphique sur le diagramme (P-T).



Liste des abréviations p. 92

Exemple de metabasites alpines

Cinq échantillons de metabasites des Alpes franco-italiennes sont ici utilisés pour déterminer le gradient métamorphique de l'orogène alpin (photographies de lames minces prises en LPNA). Le **gradient métamorphique** constitue en quelque sorte « l'empreinte thermique » régionale du métamorphisme : il est défini **en joignant les pics de température** atteints par plusieurs échantillons d'unités comparables (dans ce cas dérivées de l'océan Téthysien, et coïncidant ici avec les pics de pression, [figure 7](#)) sur une zone d'ampleur plurikilométrique. Il diffère du **chemin P,T** (ou du chemin P,T,t) défini sur un échantillon donné, voire des échantillons très proches spatialement (voir [fiche 53](#)).

Caractéristiques minéralogiques des échantillons et faciès métamorphiques

Les échantillons 1 à 4 se distribuent d'Ouest en Est ([figure 6](#)), l'échantillon 4 étant prélevé au Mont Viso.

L'**échantillon 1** ([photo 1](#)) montre de nombreux cristaux d'amphibole bleue ou glaucophane et un cristal de lawsonite (flèche) partiellement remplacé par de la chlorite (vert pâle) : il s'agit donc d'un **schiste bleu à lawsonite** ayant subi une légère rétro-morphose. On distingue en outre des oxydes de fer et de titane (opaques).

L'**échantillon 2** ([photo 2](#)) montre également de nombreux cristaux d'amphibole bleue et un cristal de lawsonite (flèche) remplacé cette fois-ci par de l'épidote (fort relief) : il s'agit donc d'une roche rééquilibrée dans le faciès « **schistes bleus à épidote** » après l'avoir été dans le faciès « **schistes bleus à lawsonite** ».

L'**échantillon 3** ([photo 3a](#)) comporte des essaims de cristaux d'amphibole bleue (avec un pléochroïsme accusé entre bleu lavande, bleu nuit et bleu mauve) ainsi que des cristaux trapus d'épidote (beige, fort relief). Il s'agit donc d'une roche équilibrée dans le faciès « **schistes bleus à épidote** ». Quelques sections losangiques d'amphiboles présentent des clivages à 120° et certains cristaux sont boudinés (morcelés) par suite d'étirement. On retrouve également ([photo 3b](#)) de la chlorite et de l'albite (cristaux de couleur blanche, à faible relief), signes d'une légère rétro-morphose dans le faciès « **schistes verts** ». La taille de grain, supérieure à celle des échantillons 1 et 2, suggère une température d'équilibre supérieure.

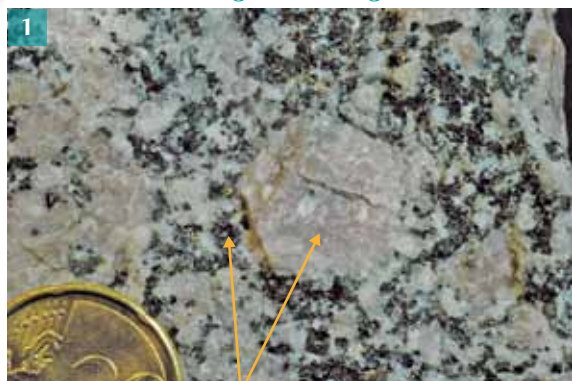
L'**échantillon 4** ([photo 4a](#)) présente des **grenats** (cristaux incolores, à fort relief) et des clinopyroxènes de type **omphacite** (omp) légèrement teintés de vert (en raison d'un contenu notable en Fe³⁺). Cette association ou paragenèse est symptomatique du faciès « **éclogites** ». Des cristaux de glaucophane parsèment en outre la roche : leur alignement et leur disposition dans des zones où pyroxènes et grenats sont étirés ([photo 4b](#)) indiquent un lien fort avec la déformation et une cristallisation postérieure à la paragenèse éclogitique. Ces cristaux de glaucophane signent donc une rétro-morphose partielle de l'échantillon dans le faciès « **schistes bleus** ».

Observations complémentaires et définition du gradient métamorphique

Pour comparaison, on a adjoint un échantillon ([photo 5](#)) provenant d'une unité comparable à celle du Mont Viso (échantillon 4) : l'unité de Zermatt-Saas en Suisse. Cet échantillon montre une paragenèse éclogitique équivalente à celle du Mont Viso mais mieux préservée : la rétro-morphose y est inexistante (pas de glaucophane interstitielle). On note même, par contraste, la présence de glaucophane à l'intérieur du grenat (flèche), suggérant que cette amphibole y a été piégée lors de la croissance du grenat. Il s'agirait alors de glaucophane formée lors du trajet prograde de l'échantillon (passage dans le faciès des schistes bleus avant l'entrée dans celui des éclogites).

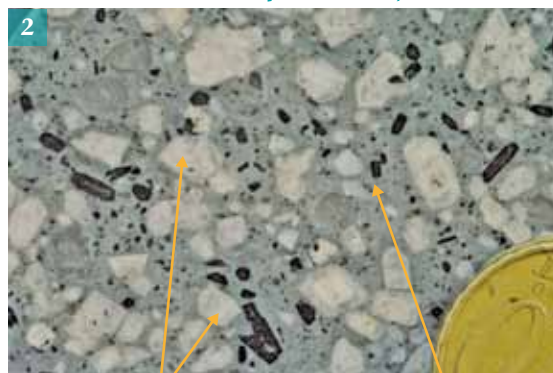
On peut donc replacer ces échantillons sur la grille des faciès ([figure 7](#)) : agencés d'Ouest en Est (pour ceux de 1 à 4), ils permettent de définir un **gradient métamorphique régional** de type « **haute pression basse – température** ». Le tracé de celui-ci serait affiné par la détermination plus précise des conditions P-T du pic métamorphique de chaque échantillon. Les résultats obtenus sur cet exemple livrent un gradient de l'ordre de 8 °C/km qui serait associé à un **régime de subduction**, ici assez froid.

Texture grenue d'un granite



phénocristaux

Texture microlitique d'une rhyolite



phénocristaux

pâte contenant
les microlites

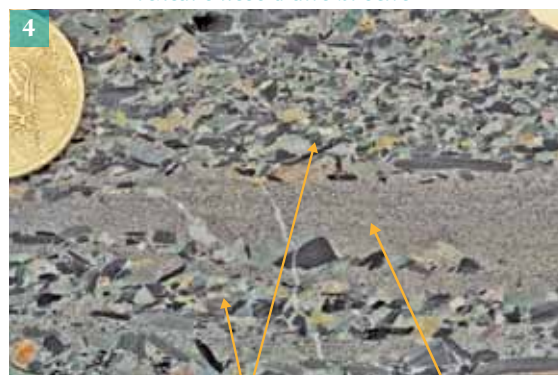
Texture foliée d'un micaschiste



lit de mica noir exprimant la foliation

œil de quartz

Texture litée d'une brèche



lits bréchiques

lit gréseux

Fossiles (bivalves) dans un calcaire



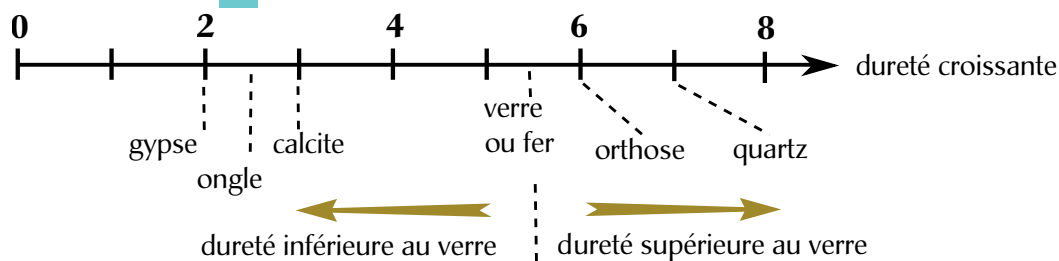
matrice carbonatée

section de valve

Macle et clivages de l'orthose

plan de macle
plans de clivage

7 Échelle de dureté relative de Mohs



Cette analyse n'est pas qu'un simple exercice d'observation et de description qui se pratique à l'œil nu et à l'aide d'une loupe à main. Elle doit aboutir à une diagnose raisonnée de l'échantillon proposé (type de roche et nom) et permettre, autant que possible, de développer une discussion sur les processus qui ont présidé à la genèse de la roche, de la resituer dans ses gisements et leur contexte géodynamique.

Déterminer le type de roche

La distinction entre roches magmatiques (plutoniques ou volcaniques) ou mantelliques, roches sédimentaires (détritiques ou non) et roches métamorphiques (voir clé de détermination I page 138) repose sur divers critères dont :

- la **texture** ou structure de l'échantillon : texture **grenue** (cristaux jointifs et non orientés, [photo 1](#)) des roches magmatiques plutoniques ou mantelliques (voire de certaines roches métamorphiques), texture **microlitique** (cristaux noyés dans une pâte, [photo 2](#)) des roches magmatiques volcaniques, texture **foliée** (cristaux jointifs et orientés, distribués en lits, [photos 3](#)) des roches métamorphiques, texture **litée** (éléments en lits mais non ou peu orientés, [photo 4](#)) de certaines roches sédimentaires.
- la présence de **fossiles** ([photo 5](#)) au sein des roches sédimentaires biogènes.
- une **chimie** singulière révélée par des tests spécifiques : l'effervescence à l'acide chlorhydrique dilué traduit par exemple la présence de carbonate.
- des propriétés physiques particulières, l'une des plus étudiées étant la dureté. Celle-ci est estimée sur une échelle relative, ou échelle de Mohs ([figure 7](#)).
- une **minéralogie** spécifique : les roches métamorphiques expriment assez généralement des minéraux qui leur sont propres (grenat, amphibole sodique ou glaucophane, andalousite, disthène...).

C'est souvent l'association de plusieurs critères qui permet de déterminer le type de roche.

Nommer la roche

Dans le cas des roches magmatiques, mantelliques et métamorphiques (voir clés de détermination II et IV pages 139 et 141), c'est l'identification des minéraux présents qui permet en général d'aboutir au nom. L'identification fait appel à :

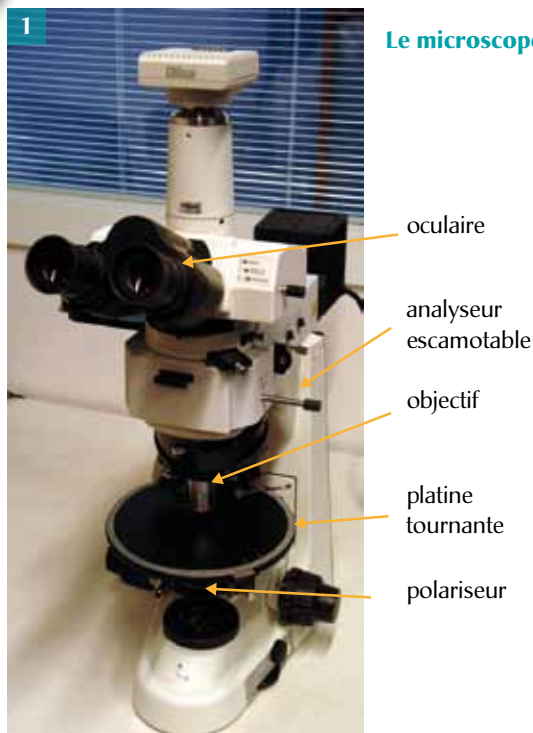
- La couleur, l'éclat (métallique ou non), l'aspect (translucide, vitreux par exemple).
- La **dureté** ([figure 7](#)) qui doit être testée pour chaque phase minéralogique, donc à l'aide de la pointe d'un clou ou d'une aiguille et non de la lame de verre.
- Le mode de fracturation : cassures quelconques ou selon des plans dit de **clivage** ([photo 6](#)).
- L'association éventuelle de cristaux de même espèce définissant des **macles** ([photo 6](#)).

Pour les laves pauvres en minéraux, elle est complétée par la couleur de la pâte en cassure fraîche.

Dans le cas des roches sédimentaires et de certaines roches métamorphiques (voir clés de détermination III et IV pages 140 et 141), la détermination des éléments constitutifs (fossiles, matrice, ciment, minéraux...), les tests de dureté et à l'acide chlorhydrique dilué, l'identification d'éventuels plans de rupture distincts des plans de stratification ou plans de schistosité, l'aspect terne ou brillant sont autant de critères à mettre en œuvre.

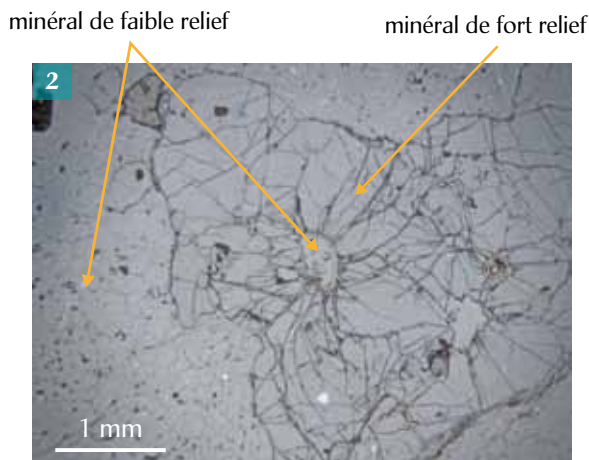
Retracer son histoire et la replacer dans le cadre plus général du gisement

Il est attendu par exemple de faire le lien entre (1) texture des roches magmatiques et conditions de refroidissement soit profondeur de mise en place, et, dans certains cas, ordre de cristallisation, (2) texture des roches métamorphiques et géométrie de la déformation, minéralogie, faciès métamorphique et reconstitution des conditions (P,T) en lien parfois avec un contexte géodynamique donné, (3) faciès des roches sédimentaires, nature de l'environnement et conditions de la sédimentation (milieu aérien ou aquatique, caractères hydrodynamiques du milieu, conditions du transport...).



Le microscope polarisant

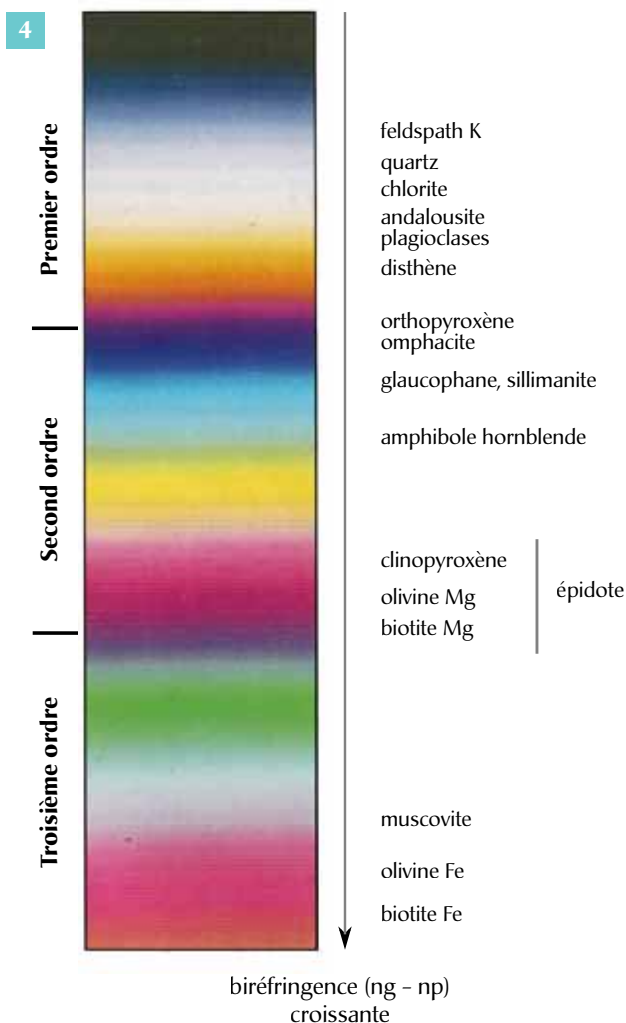
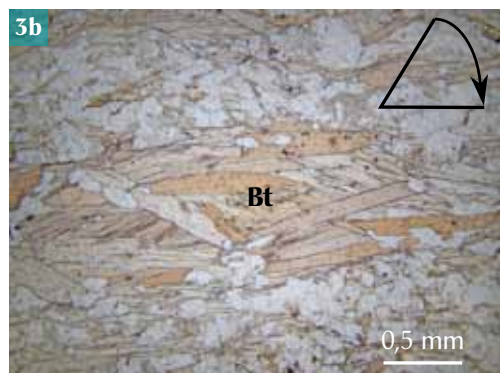
Le relief des minéraux en LPNA



Les teintes de polarisation en LPA



changement de couleur des
minéraux (ici de la biotite - Bt)
lors de la rotation de la platine



Le principe du microscope polarisant

Le microscope polarisant ([photo 1](#)) est l'instrument qui permet l'analyse des lames minces de roches d'épaisseur conventionnelle de 30 micromètres (voir [fiche 66](#)). Il diffère du microscope de biologie par la présence d'une **platine circulaire mobile** et d'un double système de polarisation de la lumière constitué d'une plaque polaroïd sous la platine, nommée **polariseur**, et d'une autre amovible, entre objectif et oculaire, nommée **analyseur**. Ces deux plaques sont montées orthogonalement. Polariseur et analyseur sont dits **croisés** : en l'absence de toute lame sur la platine, aucune lumière ne parvient à l'oculaire lorsque l'analyseur est en place.

L'observation en lumière polarisée non analysée (LPNA)

Cette observation, encore appelée « lumière naturelle », permet de repérer la **forme**, le **relief** (lorsque l'indice de réfraction du minéral est nettement plus élevé que celui du milieu de montage, [photo 2](#)), les **clivages** et la **couleur naturelle** de certains minéraux. En effet les minéraux sombres à l'œil nu conservent en lame mince un reste de couleur et, pour certains (biotite, glaucophane...), cette couleur change lors de la rotation de la platine en raison d'une absorption différente de la lumière polarisée selon leur orientation ; c'est le phénomène de **pléochroïsme** ([photos 3a](#) et [3b](#)).

L'observation en lumière polarisée analysée (LPA)

L'observation en **lumière polarisée analysée** (LPA) est conduite lorsque l'analyseur est en place. Les minéraux présentent alors des **teintes de polarisation** permettant leur identification.

Ces teintes résultent de la propagation des vibrations lumineuses lors de la traversée d'un cristal. Celui-ci constitue généralement un milieu anisotrope, chaque section présentant un indice de réfraction minimal n_p et un indice maximal n_g orthogonal au précédent. Lorsque la lumière polarisée, qui vibre donc dans un seul plan, pénètre dans le cristal, elle donne naissance à deux vibrations de même amplitude mais qui se propagent à des vitesses différentes selon les deux indices de réfraction. Les deux vibrations ressortent déphasées ; elles traversent l'analyseur ce qui conduit à la disparition de certaines longueurs d'onde et à une résultante qui définit la teinte de polarisation ([figure 4](#)). Pour une épaisseur de lame donnée, cette teinte est fonction de la **différence** ($n_g - n_p$) appelée **biréfringence** de la section. Elle dépend de l'orientation de la plage traversée par rapport au système cristallin du minéral. Pour une plage donnée, la biréfringence varie avec la rotation de la platine, présentant quatre maxima d'intensité ainsi que quatre positions d'extinction.

La gamme de couleurs pour des lames minces de 30 μm d'épaisseur comporte divers ordres indiqués sur la [figure 4](#), avec les teintes de polarisation des principaux minéraux étudiés dans l'ouvrage.

La signification des plages noires. Certaines plages peuvent apparaître constamment noires, quelle que soit la position de la platine. Si ces plages sont noires en LPNA et en LPA, il s'agit de minéraux opaques. Ceux-ci sont le plus fréquemment des oxydes de fer (magnétite) ou de fer-titane (titanomagnétite). Si les plages sont claires en LPNA et constamment noires en LPA, il s'agit de milieux isotropes aux indices de réfraction constants quelles que soient les orientations. La biréfringence est alors nulle et l'analyseur orthogonal au polariseur arrête tout rayon. C'est le cas des minéraux qui cristallisent dans le système cubique, à l'exemple du grenat, ou de matériaux non cristallisés comme le verre.

La signification des teintes de polarisation. Dans une lame mince, il est courant d'observer de très nombreux cristaux d'un même minéral. Ceux-ci peuvent avoir des teintes de polarisation très diverses, selon la valeur de la biréfringence des différentes sections. Les ouvrages et la [figure 4](#) indiquent pour un minéral les teintes de polarisation maximales obtenues pour les sections ayant la plus grande biréfringence. Il convient donc de rechercher dans une lame ces sections les plus caractéristiques pour identifier le minéral puis, en utilisant tous les autres caractères (en LPNA et en LPA), étendre l'identification aux autres sections.

Étape 1 : sciage et obtention d'un talon



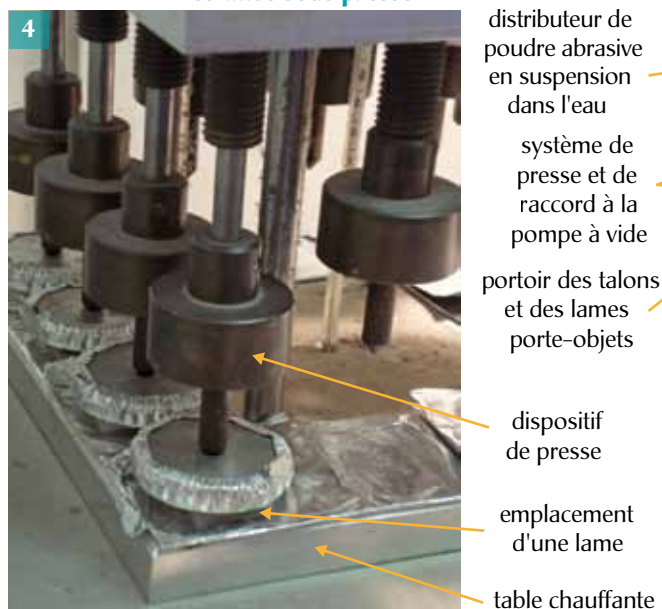
Exemple de talon



Étape 2 : surfacage d'une des faces du talon sur rodeuse



Étape 3 : collage du talon sur une lame porte-objet et mise sous presse



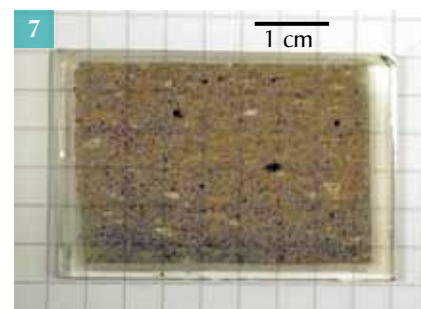
Talon collé sur une lame porte-objet



Étape 4 : sciage d'araselement



Lame mince finale



L'observation microscopique d'un fragment de roche suppose de réaliser au préalable une section de très faible épaisseur (30 μm) ou **lame mince**, pour permettre à la lumière de traverser la plupart des minéraux qui ne sont pas translucides. La réalisation de cette lame comporte 5 étapes et est réalisée par un lithopréparateur.

1. Confection d'un talon de roche par sciage

Il est obtenu par sciage de l'échantillon au moyen d'une scie à lame diamantée, selon deux plans parallèles équidistants de 1 à 2 cm en fonction de la rigidité de la roche (photo 1). La plaque de roche obtenue est alors redécoupée en un parallélépipède rectangle de $3,5 \times 2,5$ cm environ car elle sera à terme collée sur une lame de verre de $4,5 \times 3$ cm. Cette plaque constitue le **talon** ou sucre en raison de son gabarit (photo 2). Certains échantillons sont parfois très peu cohérents, du fait d'éléments mal cimentés, ou présentent une texture vacuolaire : ils sont alors l'objet d'un traitement préalable d'imprégnation à la résine, destiné à garantir leur maintien lors des étapes ultérieures.

2. Surfaçage et rectification d'une des faces du talon

Une des deux faces majeures du talon est tout d'abord poncée sur une meule ou lapidaire puis usée sur une rodeuse (photo 3) à l'aide d'une poudre abrasive très fine, à base de carbure de silicium (grains de 250 μm) en suspension dans de l'eau, de manière à gommer toute irrégularité de la surface destinée à être collée sur la lame porte-objet. Le talon est maintenu sur le portoir par aspiration, ce dernier pouvant contenir 6 talons en général.

3. Collage du talon sur la lame porte-objet

Le talon est alors nettoyé, séché, puis collé à chaud par ajout d'une résine mélangée à son durcisseur (type Araldite) sur une lame de verre porte-objet. Cette dernière a elle-même été rodée (dépolie) au préalable pour être parfaitement plane et d'épaisseur constante. Le chauffage, de l'ordre de 80 °C durant 1 heure, se déroule sous presse (photo 4) et permet à la résine de polymériser ce qui assurera une parfaite adhérence du talon sur le verre. La lame est gravée sur un des bords à ce stade pour pouvoir être identifiée.

4. Arasage et façonnage final par rodage

L'ébauche de lame (photo 5) est fixée par aspiration sur un portoir puis le talon est scié ou arasé, toujours à l'aide d'une scie à lame diamantée, de manière à ne lui conserver qu'un ou deux dixièmes de millimètres d'épaisseur (100 à 200 μm) (photo 6). La nouvelle face obtenue est alors usée sur la rodeuse précédente (photo 3) à l'aide d'une succession de poudres abrasives de plus en plus fines (de 250 à 5 μm) lorsque décroît l'épaisseur de la roche restante.

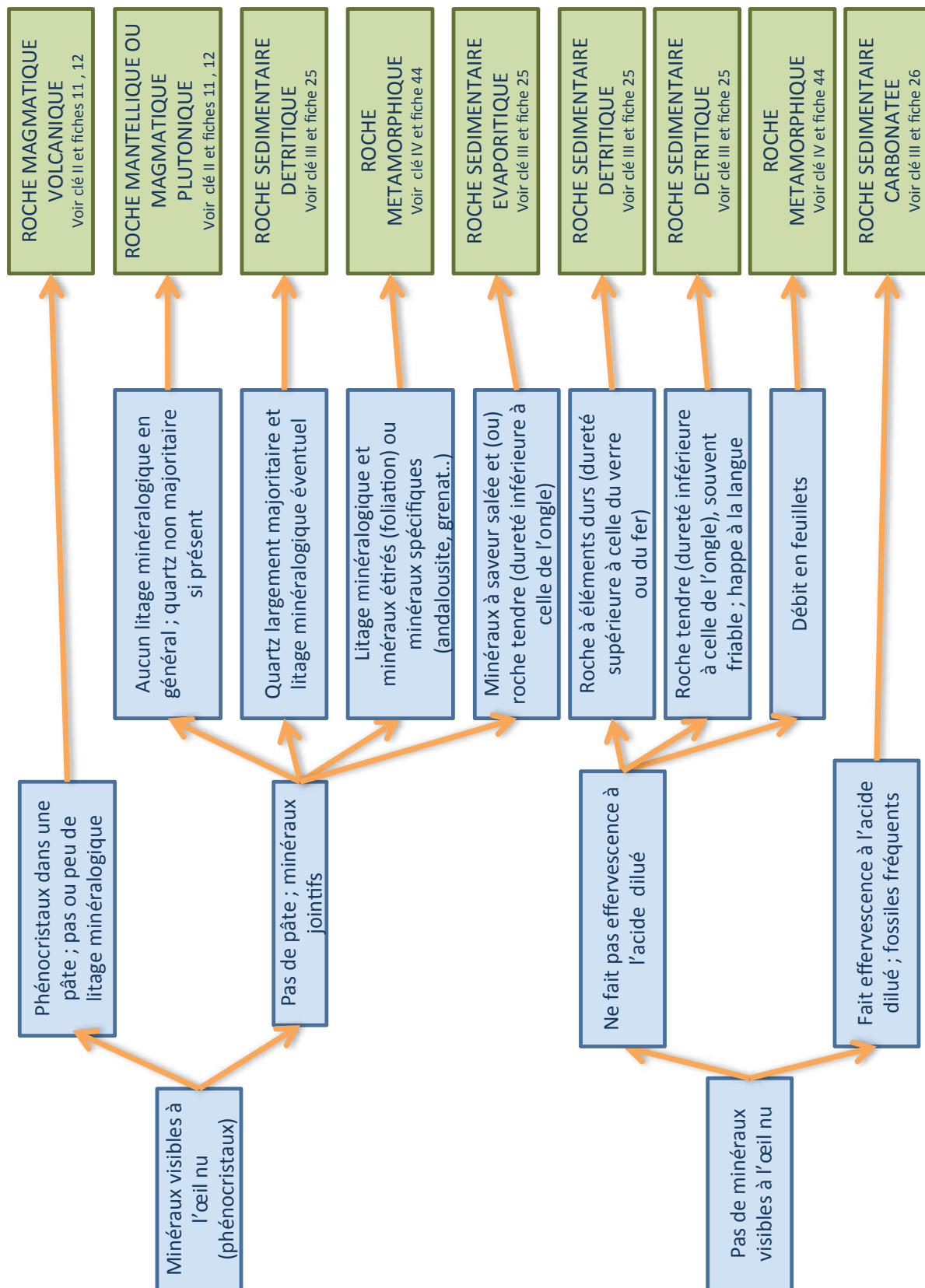
L'épaisseur finale requise est de **30 μm** . Le respect de cette épaisseur est essentiel puisque les teintes de polarisation dépendent des différences de propagation des radiations lumineuses suite à leur trajet au sein du cristal. Dans un cristal anisotrope, les vitesses de propagation diffèrent selon les directions : le décalage dans le temps des radiations à la sortie du cristal dépend ainsi de la section mais aussi de l'épaisseur traversée. L'épaisseur est contrôlée au microscope polarisant sur les minéraux les plus fréquents et les plus aisés à identifier, comme le quartz ou les plagioclases. À la bonne épaisseur, leurs teintes de polarisation se déclinent dans toute la gamme des gris depuis le blanc jusqu'au noir (fiche 65) ; si la lame est trop épaisse, ces sections présentent des teintes jaunâtres (voire même plus vives !) en lumière polarisée analysée (LPA).

5. Les dernières étapes

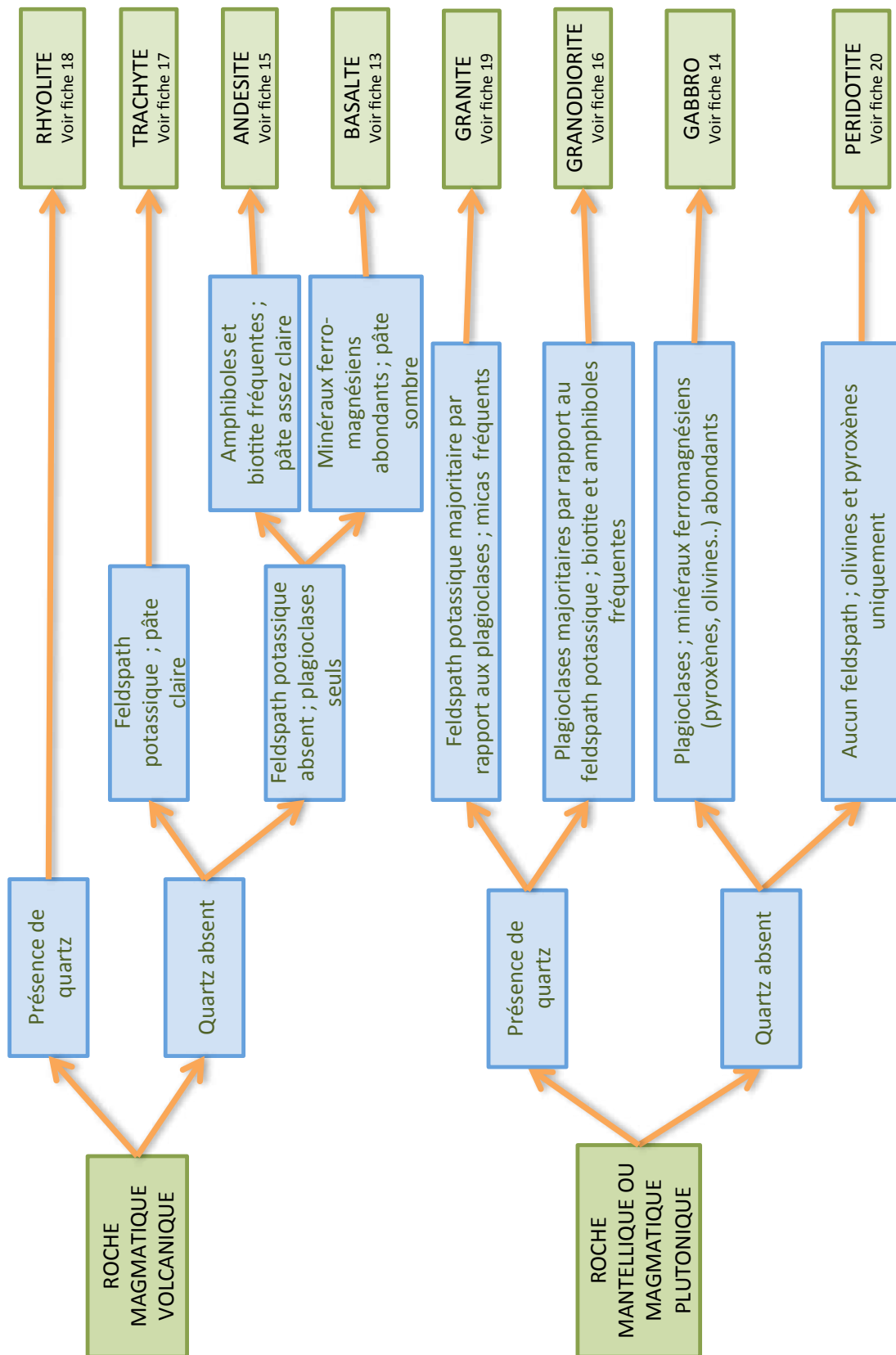
En règle générale, après nettoyage et séchage de la lame mince, une lamelle de verre est collée au-dessus au moyen d'une résine ce qui protège la fine section de l'échantillon (photo 7).

Si la lame est destinée à des analyses géochimiques des minéraux effectuées à la microsonde, elle n'est pas recouverte d'une lamelle. Sa surface est polie à l'aide de feutres et de pâtes diamantées très fines (de 1 à 3 μm) puis métallisée, c'est-à-dire recouverte selon les cas d'une très fine couche de carbone ou d'or.

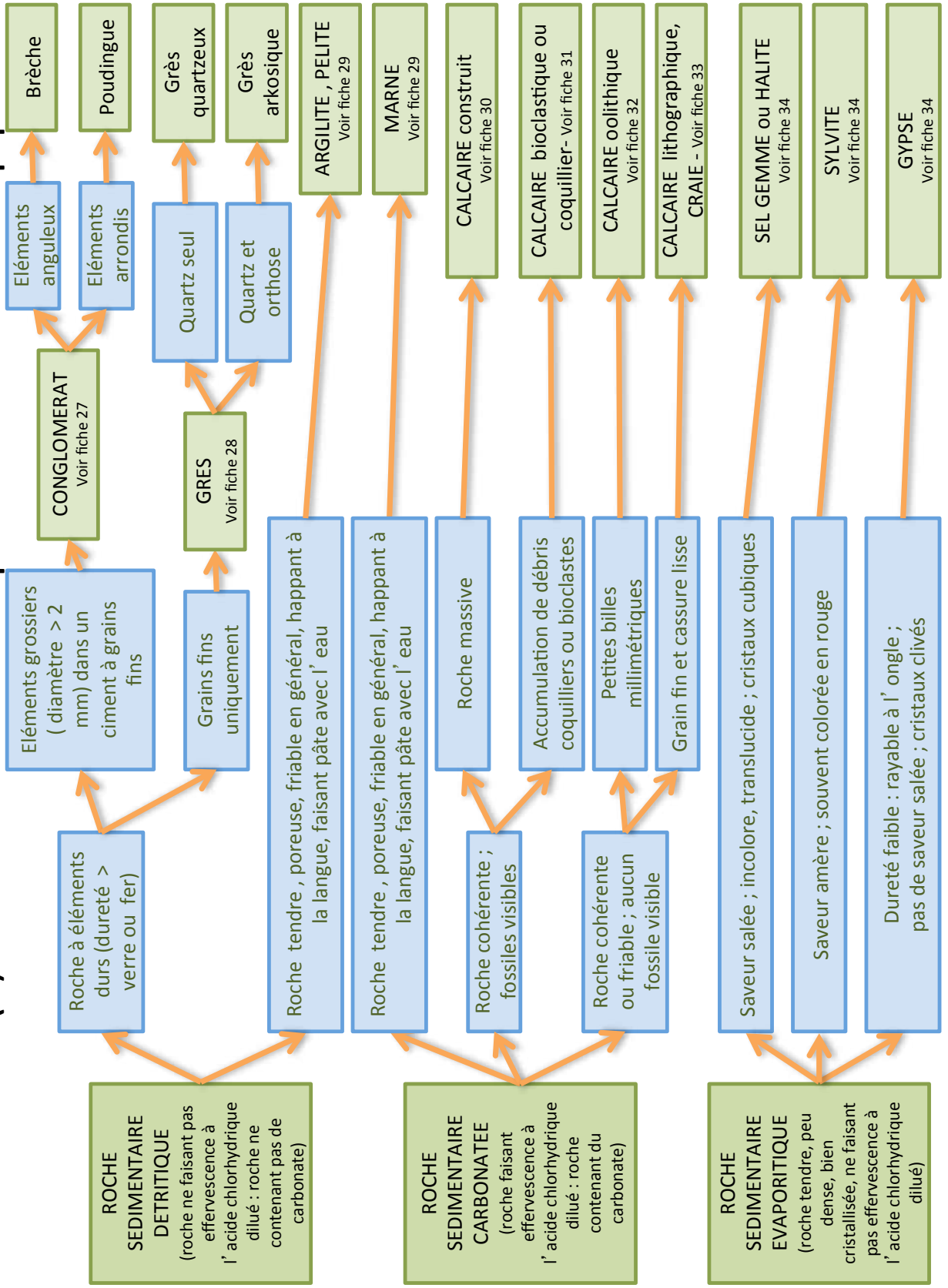
Clé de détermination (I) du type de roche à partir d'un examen macroscopique



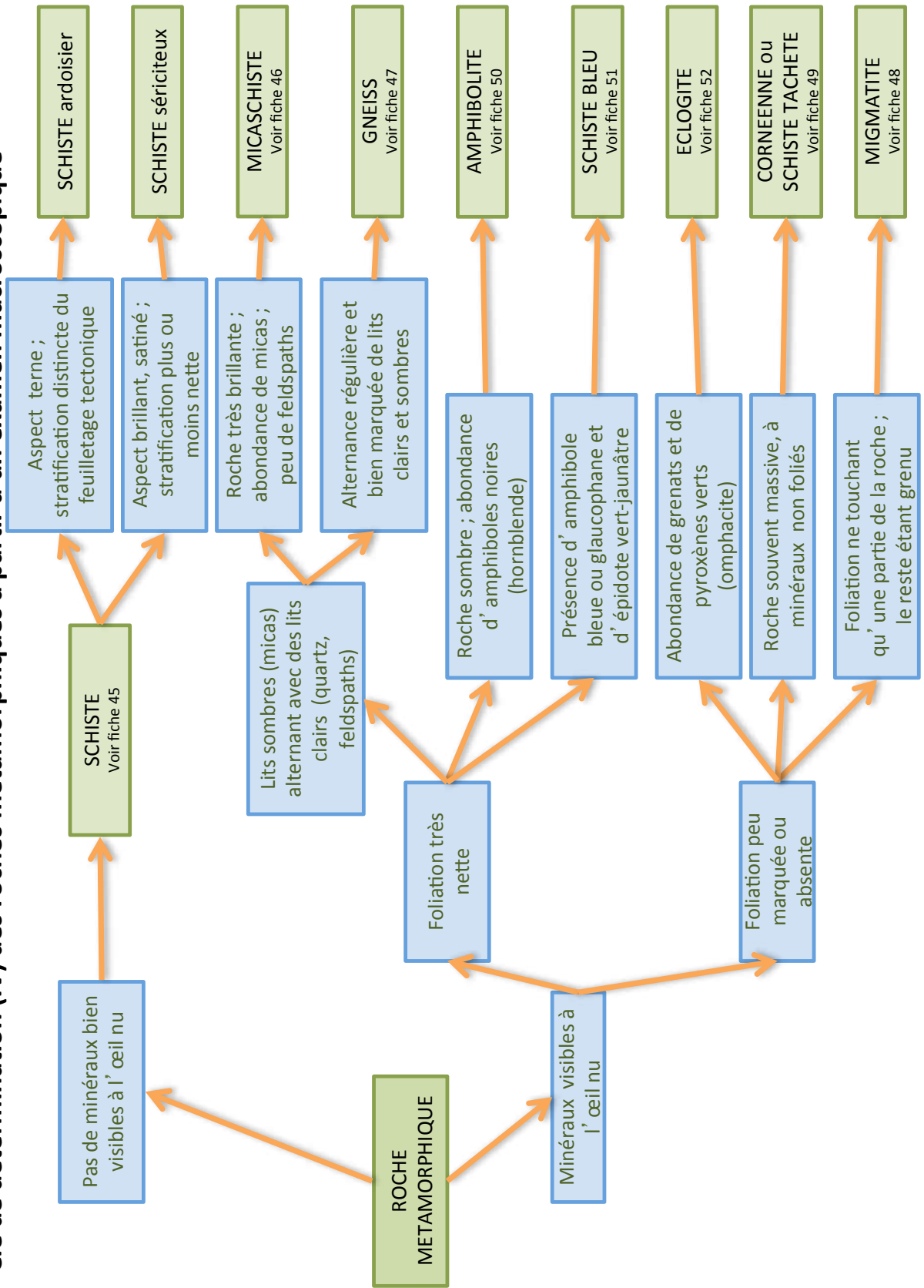
Clé de détermination (II) des roches mantelliques et magmatiques à partir d'un examen macroscopique



Clé de détermination (III) des roches sédimentaires à partir d'un examen macroscopique



Clé de détermination (IV) des roches métamorphiques à partir d'un examen macroscopique



Index

A

Actinotes **13**
 Albite **9**
 Améthyste **7**
 Amphibole **13**, 105, 107
 Amphibolites 105
 Anatexie **101**
 crustale **43**
 Anatexite **101**
 Andalousite **19**, **103**, **113**
 Andésites **35**
 Anorthite **9**
 Aragonite **25**
 Argilite **63**
 Arkose **61**
 Assimilation **49**
 Augite **15**
 Auréole de métamorphisme **43**,
103
 Automorphes **51**

B

Bandes de cisaillement **89**, **91**,
113
 Basaltes **31**
 alcalins **31**
 tholéiitiques **31**
 Batholites **37**
 Bioclastes **57**
 Biomicrite **67**, **69**, **71**
 Biosparites **67**
 Biotite **11**, **13**
 Biréfringence **135**
 Bordure figée **49**
 Brèches **59**

C

Calcaires
 à stromatolithes **65**
 coquilliers **67**
 coralliens ou récifaux **65**, **121**
 oolithiques **69**
 pélagiques **71**
 Calcite **25**
 Calcschiste **91**
 Chaîne des Puys **31**, **39**, **119**
 Chemin (P, T, t) **111**, **113**
 Chiasolite **19**
 Chlorite **23**, **131**

Cisaillement
 pur **81**, **87**
 simple **81**, **87**, **91**
 Classification
 de Dunham **57**
 de Folk **57**
 des péridotites **29**
 de Streckeisen **29**
 Clinopyroxènes **15**
 Coccolithophoridés **71**
 Coésite **115**
 Complexes ophiolitiques **33**, **45**,
109, **117**
 Conglomérat **59**
 Contamination **35**, **37**
 Cornéennes **49**, **103**
 Courant de turbidité **127**
 Craie **71**
 Cristallisation
 à l'équilibre **53**
 fractionnée **35**, **37**, **39**, **53**, **119**
 Crochons **85**

D

Dacites **37**
 Diagramme binaire **17**, **53**
 Différenciation magmatique **43**,
47, **119**
 Diopside **15**
 Diorites **35**
 Discordance **123**
 Disthène **19**, **21**
 Dolomite **25**
 Dunite **29**, **45**

E

Écailles **85**
 Éclogite **109**, **111**
 Ellipsoïde de déformation **81**
 Encaissants **47**
 Enclaves **47**
 surmicacées **47**
 Épidote **25**, **107**, **131**
 Évaporites **73**

F

Faciès métamorphiques **93**
 Fayalite **17**
 Feldspaths **7**, **9**
 alcalins **9**

Filon **49**
 Flûtes casts **127**
 Flysch **125**, **127**
 Foliation **87**, **97**
 Foraminifères planctoniques **71**
 Forstérite **17**
 Fusion partielle **31**, **33**, **35**, **37**,
45, **101**

G

Gabbros **33**
 isotropes **33**
 lités **33**, **117**
 Glaucophane **13**
 Globotruncana **71**
 Gneiss **99**
 Gradient métamorphique **129**, **131**
 Granites **41**, **43**
 Granitoïdes **29**, **37**
 Granoclasement **127**
 Granodiorites **37**
 Grenats **23**, **107**, **109**, **115**
 alumineux **23**
 calciques **23**
 hélicitiques **23**
 Grès **61**
 arkosique **61**
 coquillier **61**
 quartzeux **61**
 Gypse **73**

H

Halite **73**
 Harzburgite **29**, **45**
 Hololeucocrates **27**
 Holomélanocrates **27**
 Hornblendes **13**

I

Iddingsite **17**
 Ignimbrites **41**
 Indice de coloration **27**
 Intrusion **47**, **49**

J

Jadéite **15**

L

Lame mince **137**
 Laminations **75**, **125**

Lamines **75**
Lawsonite **25, 107**
Leucocrates **27**
Leucogranites **43, 47**
Lherzolite **29, 45**
Linéation **87**

M

Macles
 de Carlsbad **9, 43**
 polysynthétique **9**
Marne **63**
Mélange magmatique **49**
Mélanocrates **27**
Mésocrates **27**
Métabasite **111, 131**
Métagranite **91**
Métamorphisme
 barrovien **21**
 de contact **21, 49, 93, 103**
 régional **21, 93**
Métapélite **91, 113, 129**
Micas **11**
Micaschistes **97**
Micrite **57**
Microgabbros **33**
Micropertthites **43**
Microscope polarisant **135**
Migmatites **101**
Mode **29**
MORB **31**
Muscovite **11, 101**

N

Nodules de péridotite **17, 45, 47**

O

Obsidienne **41**
Olivines **15, 17**
Ombres de pression **89**
Omphacite **15, 109, 131**
Oolites **57, 69**
Ordre de cristallisation **51**
Orthopyroxènes **15**

P

Péridotites **17, 29, 45, 117**
Péridots **17**
Perthites **9, 43**

Phengites **109**
Pistachite **25**
Plagioclases **9, 53**
 zonés **53**
Plan de faille **85**
Pléochroïsme **135**
Plis d'entraînement **89**
Polygones de dessiccation **79**
Polypiers **65, 121**
Poudingues **59**
Précipitation chimique **73**
Protolithes **93**
Pyroxènes **15, 17**

Q

Quartz **7**

R

Radiolarites **117**
Relief **135**
Rhyolites **41**
Ride **77**
 de courants **77**
 de houle **77**
Ripple-marks **77**
Roche
 acide **29**
 basique **29**
 biochimique **55**
 carbonatée **55, 57**
 détritique **55**
 intermédiaire **29**
 mantellique **45**
 orthodérivée **93**
 paradérivée **93, 95, 97**
 saline **55**
 saturée en silice **29**
 siliceuse **55**
 ultrabasique **29, 45**

S

Sanidine **9, 41**
Schistes
 ardoisiers **95**
 bleus **107, 111**
 sériciteux **95**
 tachetés **103**
 verts **111**
Schistosité **81, 87, 95**

Séquence
 de BOUMA **127**
 métamorphique **93**
Série magmatique **119**
 alcaline **39, 41, 119**
 calco-alcaline **35, 37, 41, 119**
 tholéiitique **41, 119**

Serpentine **17**
Silex **71**
Silicates d'alumine **19, 21**
Silice **7**
Sillimanite **19**
Solution solide **9, 17, 53**
Sparite **57**
Staurotide **21**
Stratification entrecroisée **75**
Stries **85**
Structures C/S **89, 91**
Stylolithes **83**
Syénites **39**
Sylvite **73**

T

Teintes de polarisation **135**
Terriers **79**
Texture **27**
 fluidale **39**
 foliée **133**
 grenue **27, 133**
 litée **133**
 microgrenue **27**
 microlitique **27, 39, 133**
 pegmatitique **27**
 porphyrique **27, 39**
 Rapakivi **51**
 trachytique **39**
Trachytes **39, 119**
Trapps **31, 119**

V

Verre **27**

X

Xénomorphes **51**

Z

Zircon **11**
Zoïsite **25**
Zones de subduction **35, 107, 109, 115, 117, 131**

Dans la réalisation de cet ouvrage, les auteurs ont bénéficié du concours d'un certain nombre de collègues. Ils sont tout particulièrement reconnaissants à Bernard PLATEVOET et à Christian ROBERT pour leur grande disponibilité et leur aide matérielle multiple (prêt et confection de lames minces, réalisation de microphotographies notamment), ainsi qu'à Jacques-Marie BARDINTZEFF, Bernard BONIN, Philippe D'ARCO et Michael JENTZER. Ils tiennent également à remercier pour leur apport plus ponctuel Samuel ANGIBOUST, Pierre-Jean GODARD, François RENARD ainsi que le lithopréparateur, Éric DELAIRIS.